

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Стрелков Иван Иванович

**Увлажнение ландшафтов и состояние озер бессточных областей в мире
в позднем плейстоцене и в настоящее время**

Магистерская диссертация

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:

к.г.н., доц. М.И. Амосов

_____ 2017
« _ » _____

Заведующий кафедрой:

д.г.н., проф. К.В. Чистяков

_____ 2017
« _ » _____

Санкт-Петербург

2017

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
Глава 1. Развитие научных представлений о причинах изменения уровней бессточных озёр в плейстоцене.....	4
Глава 2. Области внутреннего стока материков в настоящее время	13
2.1. Северная Америка. Регион Большого бассейна и пустыни Мохаве	13
2.2. Северная Америка. Регионы пустыни Сонора и Мексиканского нагорья.....	16
2.3. Южная Америка. Регионы южноамериканского Альтиплано, Пампы и Патагонии	18
2.4. Евразия. Евразийская бессточная область	21
2.4.1. Бассейн Каспийского моря	21
2.4.2. Иранское нагорье	24
2.4.3. Центральная Азия.....	25
2.5. Евразия. Регион Малой Азии.....	28
2.6. Евразия. Регион пустынь Аравийского полуострова.....	29
2.7. Евразия. Регион пустыни Тар	30
2.8. Африка. Регион пустыни Сахара.....	31
2.9. Африка. Регион Восточно-Африканской рифтовой долины.....	33
2.10. Африка. Регион пустыни Калахари	36
2.11. Австралия. Австралийская бессточная область	38
Глава 3. Состояние бессточных озёр в период максимума последнего оледенения.....	40
3.1. Большой бассейн и пустыня Мохаве.....	48
3.2. Пустыня Сонора и Мексиканское нагорье.....	48
3.3. Южноамериканское Альтиплано, Пампа и Патагония.....	49
3.4. Евразийская бессточная область и Малая Азия.....	50
3.5. Пустыни Аравийского полуострова	52
3.6. Пустыня Тар	53
3.7. Пустыня Сахара.....	54
3.8. Восточно-Африканская рифтовая долина.....	54
3.9. Пустыня Калахари.....	55
3.10. Австралийская бессточная область	56
Глава 4. Увлажнение ландшафтов и возможные механизмы изменения уровней бессточных областей в период максимума последнего оледенения.....	57
Заключение.....	66
Литература	67

ВВЕДЕНИЕ

Области внутреннего стока материков (или бессточные области) – чувствительные индикаторы изменений климата. В настоящей работе проводится сравнение состояния озер и увлажнения окружающими их ландшафтов, между периодом максимума последнего оледенения (англ. Last Glacial Maximum; общепринятое сокращение – LGM) и настоящим временем.

Несмотря на общие тенденции к аридизации ландшафтов и иссушению озер областей внутреннего стока в период LGM, некоторые регионы, напротив, были увлажнены лучше в сравнении с сегодняшним днем. Имеющиеся публикации позволяют утверждать, что в период LGM имели место различные соотношения между изменениями обводнённости бессточных озёр и увлажнением ландшафтов (последние индицируются по составу растительности и другим признакам).

Целью работы, которая отражена в названии магистерской диссертации, было сопоставление данных о состоянии озер и увлажнении ландшафтов в бессточных областях мира в позднем плейстоцене и настоящем времени. Работа базируется на анализе 195 литературных источников, в том числе 112 – англоязычных.

В ходе исследования решались следующие задачи:

1. Описать развитие научных представлений о причинах изменения уровней озер в бессточных областях в период LGM;
2. Дать физико-географическую характеристику современных бессточных областей материков;
3. Составить каталог бессточных озер в период LGM и реконструировать положение их уровней в это время;
4. Обобщить информацию об увлажнении ландшафтов бессточных областей в период LGM по сравнению с современным состоянием
5. Выявить группы регионов с различными соотношениями в изменениях уровней озёр и увлажнения ландшафтов в период LGM (по сравнению с современным состоянием);
6. Наметить возможные природные механизмы подъема (опускания) уровней озер в период LGM.

Глава 1. Развитие научных представлений о причинах изменения уровней бессточных озёр в плейстоцене

Начало формирования научных представлений о связях между развитием оледенения и изменением уровней бессточных озёр относится ко второй половине XIX века. Толчком к поиску закономерностей такого рода послужило зарождение и последующее развитие ледниковой теории, связанное с именами Л. Агассица, П.А. Кропоткина и других исследователей.

Создателем ледниковой теории считается швейцарский исследователь Луи Агассиц (1807 – 1873 гг.), значительную часть жизни проработавший в Гарвардском университете и других учебных и научных учреждениях США.

Исследования Л. Агассица начались в его родной Швейцарии, где он попытался дать объяснение ряду явлений: находкам крупных гранитных валунов среди осадочных пород и вдали от выходов гранитных массивов на поверхность (эратические валуны), наличию параллельных штриховок на скалах, расположению морен и др. (Имбри, Имбри, 1988). Отталкиваясь от полевых наблюдений, Л. Агассиц высказал предположение о том, что в прошлом массив Альп и прилегающие территории были покрыты мощным ледниковым щитом. Он предположил также, что одновременно с этим и в других частях мира – на севере Европы и в Северной Америке – могли формироваться ещё более обширные ледники. И именно Л. Агассиц предложил называть этот период «ледниковым», – по-немецки Eiszeit. И, наконец, Л. Агассиц выдвинул предположение, что причиной оледенения было глобальное снижение атмосферной температуры.

Несколько позже, чем в Альпах, следы древнего оледенения были найдены на Британских островах и в Фенноскандии (в последнем случае важную роль сыграли работы П.А. Кропоткина и шведского исследователя О.М. Торреля).

После переезда в США (в 1846 г.) Л. Агассиц стал одним из наиболее видных в представителях наук о Земле в Северной Америке. Его идеи о существовании в прошлом обширного оледенения получили блестящее подтверждение в ходе полевых исследований на этом материке. Самим Л. Агассицем и его последователями были найдены многочисленные свидетельства былого покровного оледенения (моренные комплексы и др.). В 1852 г. было доказано существование современного ледяного щита в Гренландии (Orme, 2008), что также укрепило ледниковую теорию.

Вместе с тем, значительное влияние продолжала сохранять старая «дрифтовая» теория, основанная на библейских представлениях о «Великом потопе». Согласно этим

воззрениям разнос эрратических валунов мог производиться плавающими льдами (Имбри, Имбри, 1998). Весьма показательно, что ещё в 1874 г., выступая с докладом на общем собрании Русского географического общества, П.А. Кропоткин вынужден был оспаривать «дрифтовую» теорию. Опровергнув доводы сторонников разноса валунов плавающими льдами, он доказывал, что некогда равнины северной части Русской равнины были покрыты материковым ледяным покровом, сползавшим с севера – из Финляндии (Берг, 1959).

Решающий перелом в пользу ледниковой теории произошёл в начале последней трети XIX в., когда эта концепция стала господствующей среди учёных разных стран, и когда утвердилось представление о плейстоцене, как о ледниковом периоде (хотя сам термин «плейстоцен» был предложен Чарльзом Лайелем задолго до появления работ Л. Агассица).

Ледниковая теория сыграла огромную роль в развитии науки о Земле. Это был гигантский скачок, который дал стимул к развитию целого ряда дисциплин, в первую очередь, палеоклиматологии.

Утверждение ледниковой теории, между прочим, способствовало появлению новых взглядов на развитие гидросферы Земли. В частности, с плейстоценовым оледенением стали связывать мысль о том, что уровень Мирового океана в это время должен был быть существенно понижен. Начались поиски связей между стадиями отступления ледников и развитием речных террас. В этом ряду важное место заняли работы по древним озёрам, развернувшиеся как в Евразии, так и в Северной Америке.

Как отмечает А.Р. Орме (Orme, 2008) к 1870 году растущее число исследователей, признававших ледниковую теорию, проявляло интерес к поиску более широких и значительных эффектов изменения климата помимо самого развития плейстоценовых ледников. Значительная часть этих работ была посвящена изучению древних озёр. Так, например, Т.Ф. Джеймисон (Jamieson, 1863; цит. по Orme, 2008) предположил, что реликтовые озера Центральной Азии сформировались в ледниковое время, когда испарение влаги должно было уменьшиться. Л. Ларте (Lartet, 1865; цит. по Orme, 2008) высказал предположение, что во время ледникового периода уровень Мертвого моря был выше современного.

Особый интерес представляет работа Альфреда Тейлора (1868; цит. по Orme, 2008), который исследовал мощные отложения речной гальки в Западной Европе. Он связал отложение гальки с повышенным уровнем осадков в период оледенения. Как отмечает А.Е. Додонов (2001), именно А. Тейлор в упомянутой работе первым предложил термин «плювиал» (от латинского «pluvialis» – дождливый).

В Северной Америке после 1870 г. было опубликовано значительное число палео-географических работ по вопросу существования во время оледенения обширных озёр в регионе Большого бассейна. Авторы этих работ придерживались ледниковой теории Л. Агассица и, по-видимому, находились под влиянием идей некоторых европейских авторов, в частности, А. Тейлора.

Как показано в работе А.Р. Орме (Orme, 2008), первые упоминания по этой теме появились ещё в конце XVIII века, когда испанские путешественники стали фиксировать в Большом бассейне наличие озёр, в том числе и высохших. В середине XIX века, когда американских военных. Например, капитан Х. Стэнсбери в 1849 – 1850 гг. исследовал 13 бывших береговых линий Большого Солёного озера и заключил, что здесь «некогда в предыдущий период существовало обширное, внутреннее море» (Stansbury, 1852; p. 105; цит. по Орме, 2008, p. 56).

Масштабные полевые исследования Большого бассейна развернулись после окончания гражданской войны в США – во второй половине 60-х – начале 70-х гг. XIX в. Важным стимулом к изучению этого района послужили планы строительства трансконтинентальных железных дорог. Правительство США предполагало связать основное ядро США, расположенное на востоке материка, с Калифорнией. Этот штат относительно недавно вошёл в состав США, но испытывал необычайный хозяйственный подъём после «золотой лихорадки» конца 40-х – 50-х гг.

Во второй половине 60-х – начале 70-х гг. XIX в. на Западе США работали четыре крупные экспедиции (Orme, 2008). Силами военных топографов проводились исследования, нацеленные в основном на развитие железнодорожных путей, однако эти работы сопровождали геологи и другие ученые, которым поручили идентифицировать и вносить в каталог ресурсы в изученных районах (Orme, 2008). Одним из итогов стало накопление многочисленных сведений о следах обширных озёр, некогда существовавших в Большом бассейне. В связи с этим в последующих исследованиях региона значительное внимание было уделено более детальному изучению данной темы.

Наиболее важное значение имели исследования двух учёных: Грува Карла Гилберта и Исраэля Кука Расселла (см. рис. 1). С именами этих учёных прочно связано утверждение представлений о существовании в Большом бассейне обширных водоёмов, которые с того времени называют плювиальными озёрами. Ниже приводится краткий обзор истории этих исследований, основанный на публикациях Д.К. Грейсона (Grayson, 2011) и А.Р. Орме (Orme, 2008).

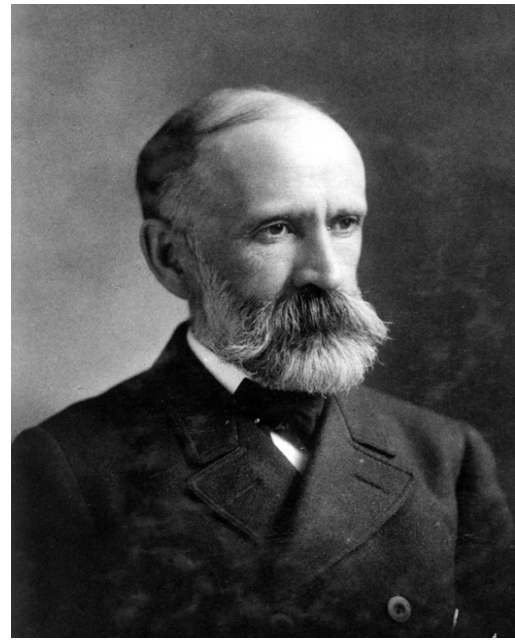
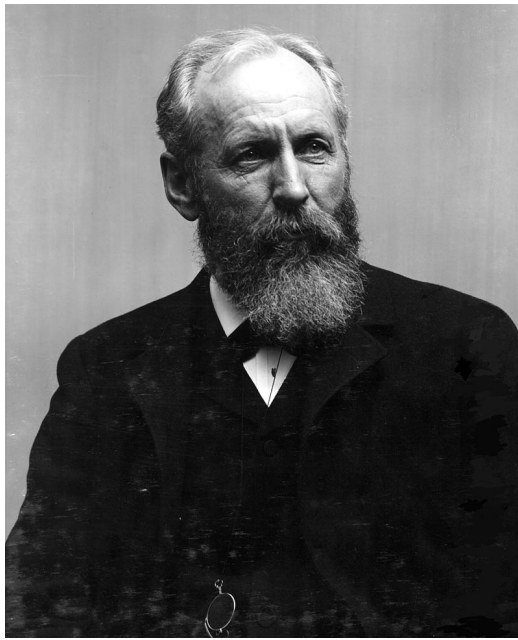


Рисунок 1. Фотопортреты Грува Карла Гилберта (1843 - 1918) и Исраэля Кука Рассела (1852 – 1906), - учёных, которые сыграли решающую роль в развитии концепции плейстоценовых плювиальных озёр (<http://en.wikipedia.org/>)

Полевые исследования Г.К. Гилберта проводились в 1870-х гг. в районе Большого Солёного озера. В ходе экспедиции Г.К. Гилберт изучал положение древних береговых линий. Им были очерчены границы гигантского водоёма, существовавшего в этом районе в прошлом. Реликтом этого палеозера в настоящее время являются Большое Солёное озеро, а также озёра Юта, Севир, Раш и Малое Солёное. Дно древнего озера представляет собой огромную солончаковую равнину, выстланную толстым слоем соли.

Г.К. Гилберт назвал этот водоём озером Бонневиль (в честь Бенджамина Бонневилья – американского офицера французского происхождения, который в 30-х гг. XIX в. проложил по дну высохшего озера так называемую Тихоокеанскую тропу, связавшую район Великих равнин с западным побережьем Америки).

Г.К. Гилберт определил бывшие береговые линии озера Бонневиль, максимальное распространение водоёма и его площадь (51,7 тыс. км²) и изучил современные ему флуктуации Большого Солёного озера. Наличие крупных палеodelьт по берегам озера Бонневиль позволило Г.К. Гилберту связать трансгрессии озера с плювиальными климатическими условиями ледникового периода.

По итогам исследования Г.К. Гилберт выделил две фазы древних подъёмов уровня озера Бонневиль:

1. Стадия, во время которой уровень озера на 300 м превышал современный урез Большого Солёного озера; озеро простиралось в северном направлении вплоть до канала стока к реке Снейк (в районе современного перевала Ред Рок Пасс);

2. Стадия Прово – с уровнем на 110 м ниже отметок предыдущей стадии. Именно стадию Прово Г.К. Гилберт связал с холодными и влажными условиями ледникового времени.

Монография, подготовленная Г.К. Гилбертом по итогам исследования озера Бонневиль, была опубликована только в 1890 г., к этому времени её автор уже был руководителем Геологической службы США.

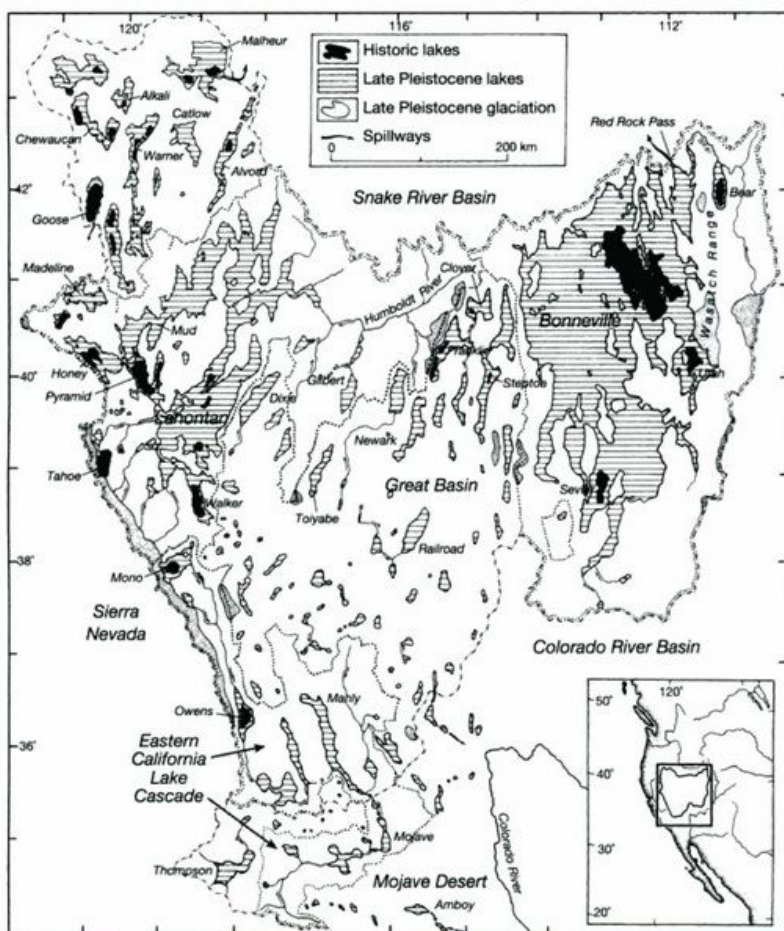


Рис.2. Карта озер позднего плейстоцена и ледников Большого бассейна и пустыни Мохаве (по Орте, 2008). Условные знаки: контуры с чёрной заливкой – современные озёра, контуры с горизонтальной штриховкой – позднплейстоценовые плувиальные озёра.

Израэль Кук Расселл был моложе Г.К. Гилберта, и некоторое время работал под его началом в Геологической службе США. В 1881 – 1882 гг. он был направлен на запад Большого бассейна для изучения группы озёр, располагавшихся восточнее подножия

хребта Сьерра-Невада (озёра Пирамид, Уолкер, Хани, солончак Карсон Синк и др.). И.К. Рассел исследовал уровни озёр, их связи между собой. Он также изучал следы древних озёрных уровней. На основании этих работ ему удалось очертить границы древнего водоёма почти столь же обширного, как озеро Бонневиль. По недоразумению этот древний водоём получил название Лахонтан – в память о французском бароне Луи-Армане де Ла Хонтане, известном благодаря исследованию среднего течения Миссисипи.

Как установил И.К. Рассел вновь открытое палеозеро Лахонтан в максимальную фазу своего развития имело весьма сложную форму и занимало площадь около 22,3 тыс. км². Глубина озера могла составлять около 290 м (в районе современного озера Пирамид).

И.К. Рассел сопоставил и объединил геоморфологические, стратиграфические и геохимические данные и пришёл к выводу, что плювиальное озеро Лахонтан имело два периода стояния высоких вод, которые оставили после себя два слоя глины (нижняя озерная глина и верхняя озерная глина), разделённые слоем гравия (средний гравийный слой). Таким образом, как и в случае озера Бонневиль, были установлены два трансгрессивных периода.

Кроме исследования озера Лахонтан, И.К. Рассел изучал также бассейн озера Моно, расположенного на юге Большого бассейна у подножия хребта Сьерра-Невада. Было установлено, что в прошлом уровень этого водоёма был примерно на 200 м выше современного положения, площадь озера увеличивалась до 800 км². При этом озеро Моно никогда не было частью озера Лахонтан. Тем не менее, И.К. Рассел предположил, что трансгрессия Моно совпадала по времени с периодом существования озера Лахонтан.

Перу И.К. Рассела принадлежит ряд палеогеографических работ, опубликованных в период после окончания его полевых исследований на западе Большого бассейна. Наиболее важные обобщения опубликованы в монографиях 1885 и 1894 гг. (Orme, 2008).

В работах И.К. Рассела высказывалось предположение о том, что главным фактором, предопределившим рост уровней озёр в период оледенения, было не увеличение осадков, а снижение температур, что, в свою очередь, приводило к уменьшению испарения. Несмотря на это, работы И.К. Рассела так же, как и труды Гилберта, способствовали закреплению в научной литературе представления о соответствии оледенений и плювиальных периодов, для которых характерны увеличение увлажнения (прежде всего за счёт роста осадков) и подъём уровней бессточных озёр.

Общепринятым стал тезис о временной тождественности оледенений и плювиальных периодов. Соответственно условия межледниковий рассматривались как время

иссушений. Сухие эпохи стали называть межплювиальными или аридными (Марков, Величко, 1967).

Исследования, проводившиеся в бессточных районах мира в XX в. во многом подтверждали такой подход. Существенно, что в это время суждения учёных во всё большей степени основывались на методах изотопного абсолютного датирования. Это позволило обосновать совпадение озёрных трансгрессий с периодами кульминации оледенений. Так, детальное изучение древних озёр Большого бассейна, проведённое с применением методов абсолютного датирования, показало правильность тезиса о том, что трансгрессии озёр Бонневиль и Лахонтан происходили во время оледенений. Данный тезис нашёл отражение в трудах Р.Ф. Флинта (1967, 1978), – крупнейшего американского палеогеографа второй половины XX в.

За пределами Северной Америки представление о плювиальном характере озёрных трансгрессий бессточных озёр во время последнего плейстоценового оледенения подтверждалось на материалах водоёмов Ближнего Востока, в т. ч. Мёртвого моря (Мурзаева и др., 1984).

Идея о плювиальном характере плейстоцен была настолько популярной, что её распространяли даже на тропические регионы. Так, авторы известного обобщающего труда по истории оледенений «Зимы нашей планеты» (1982¹, с. 131) считали, что «в тропической и субтропической зонах ледниковые период совпадали с так называемыми плювиальными (дождливыми) периодами».

В отечественной литературе не раз высказывалась мысль о том, что позднеплейстоценовые трансгрессии Каспийского и Аральского морей происходили во время валдайских ледниковых стадий (Фёдоров, 1978; Васильев, 1980; Мурзаева и др., 1984; Пшенин и др., 1984; Рычагов, 1978; Свиточ и др., 1998). В отношении других озёр западной части Центральной Азии (Средняя Азия – в советской традиции) также господствовало представление об их трансгрессиях в период последнего плейстоценового оледенения (подробнее см. главу 3). При описании палеогеографических условий, существовавших в этом регионе во время этого оледенения, нередко употреблялись термины «плювиальные обстановки», «плювиальные условия» (Марков, 1977; Мурзаева и др., 1984).

Вместе с тем, новые возможности датирования событий прошлого, появившиеся во второй половине XX в., позволили перейти к более обоснованным межрегиональным сопоставлениям, относящимся к периоду последнего плейстоценового оледенения.

¹ Оригинальное издание вышло на английском языке в 1979 г.

Исследования карбонатных отложений Мирового океана позволило выявить более сложную структуру глобальных климатических колебаний в плейстоцене, чем это представлялось ранее. Благодаря этим работам (см. Encyclopedia..., 2009) были выделены морские изотопные стадии (сокращённо – «МИС») – периоды, когда происходило сокращение или увеличение объёма вод Мирового океана. Им соответствовали стадии наступлений и отступлений покровных ледников Северного полушария. Оказалось, что в позднем плейстоцене наиболее масштабное снижение уровня Мирового океана, а стало быть, и наиболее мощное развитие ледников происходило около 22-18 тыс. л. н. (стадия МИС-2).

В ходе дальнейшего изучения морских изотопных стадий, проводившегося в рамках международного проекта CLIMAP (см. Encyclopedia..., 2009, с. 493) для времени максимального развития покровного оледенения в период стадии МИС-2 стали использовать термин «максимум последнего оледенения» (Last Glacial Maximum, общепринятое сокращение - LGM). Временной срез, определённый в ходе проекта CLIMAP, для кульминации LGM – 18 тыс. л. н. (по некалиброванному радиоуглеродному датированию) и 21,5 тыс. л. н. (по калиброванному радиоуглеродному датированию). В настоящее время под периодом LGM обычно понимают интервал от 23 до 19 тыс. л. н. (по калиброванной шкале).

Межрегиональные сопоставления для разных материков, проведённые в последние десятилетия, по теме, рассматриваемой в настоящей работе, показали, что схема, согласно которой трансгрессии озёр должны совпадать с развитием ледников, применима далеко не во всех регионах мира. В частности, ещё Р.В. Фэйрбриджем (1968) было показано, что в тропической части Африки во время оледенений господствовали аридные условия, а уровни озёр понижались. Моделирование палеоклиматов ещё более укрепило эту позицию. Г. Флон (1980) предположил, что в периоды оледенений пассатная циркуляция ослабевала, а испарение в тропиках уменьшалось не менее, чем на 30%. Соответственно, уменьшалось и количество осадков. Последующие работы по компьютерному моделированию климатов периода LGM, выполненные в рамках международного проекта «PMIP-2» (Braconnot et al., 2007), также показали повсеместное уменьшение осадков в тропических широтах.

В дальнейшем появились факты, заставляющие усомниться в правильности плювиальной концепции и в ряде регионов за пределами тропиков. Выяснилось, что в период LGM в Средиземноморье растительность развивалась в условиях климата более сухого, чем там наблюдается в настоящее время. В LGM в этом регионе господствовала степная

растительность, а жестколистные леса и кустарники сохранялись лишь в отдельных рефугиумах (Prentice et al., 1992). Одновременно с этим имела место трансгрессия бессточных озёр, что было подтверждено исследованиями Мёртвого моря, озера Конья в Малой Азии и др.

По мнению И. Прентис с соавторами (Prentice et al., 1992) сочетание ксерофитизации растительности с подъёмом уровня озёр можно объяснить за счёт специфики климата Средиземноморья, где большая часть осадков выпадала во время холодных зим и оказывалась недоступной для растительности. В то же время, озёра получали дополнительный приток влаги за счёт весеннего таяния снега, а также благодаря уменьшению испарения.

И наконец, совсем недавно вывод о сочетании в период LGM высоких уровней озёр с растительностью более сухолюбивой, чем современная, был сделан для Центральной Азии, где в отличие от Средиземноморья, максимум осадков приходится на летние месяцы (Ni et al., 2010; Амосов, 2014).

Таким образом, согласно современным представлениям, плювиальный механизм повышения уровней озёр был скорее исключением, чем правилом для периода LGM. И это исключение реализовывалось в районе Большого бассейна, для которого, как отмечает А.Е. Додонов (2001), были характерны весьма специфические особенности региональной циркуляции атмосферы. Эту специфику подчёркивают и результаты компьютерного моделирования палеоклиматов (Braconnot et al., 2007), которые показывают, что район Большого бассейна был едва ли не единственным крупным регионом суши, где в LGM происходило существенное увеличение осадков. В других бессточных областях мира, где в LGM происходили трансгрессии озёр плювиальный механизм изменения уровней, по-видимому, не работал.

Более детально вопросы изменения уровней озёр в различных бессточных регионах мира в период LGM будут рассмотрены в следующей главе.

Глава 2. Области внутреннего стока материков в настоящее время

В этой главе дана характеристика всем бессточным областям мира, которые представлены на рис. 4. В работе рассмотрены 11 бессточных областей на 5 континентах. В Северной Америке выделены следующие регионы внутреннего стока: Большой бассейн, пустыня Сонора и Мексиканское нагорье (два последних региона будут рассматриваться совместно). Даны характеристики трёх бессточным областям Южной Америки: южноамериканское Альтиплано, Пампа (на рис. 7 две области объединены в одну) и Патагония. В Евразии описаны 4 бессточных региона: Евразийская область, Малая Азия, пустыни Аравийского полуострова и пустыня Тар. В Африке также рассмотрены 3 региона: пустыня Сахара, Восточно-Африканский рифт и пустыня Калахари. В Австралии представлена единственная бессточная область, охватывающая значительную площадь материка.

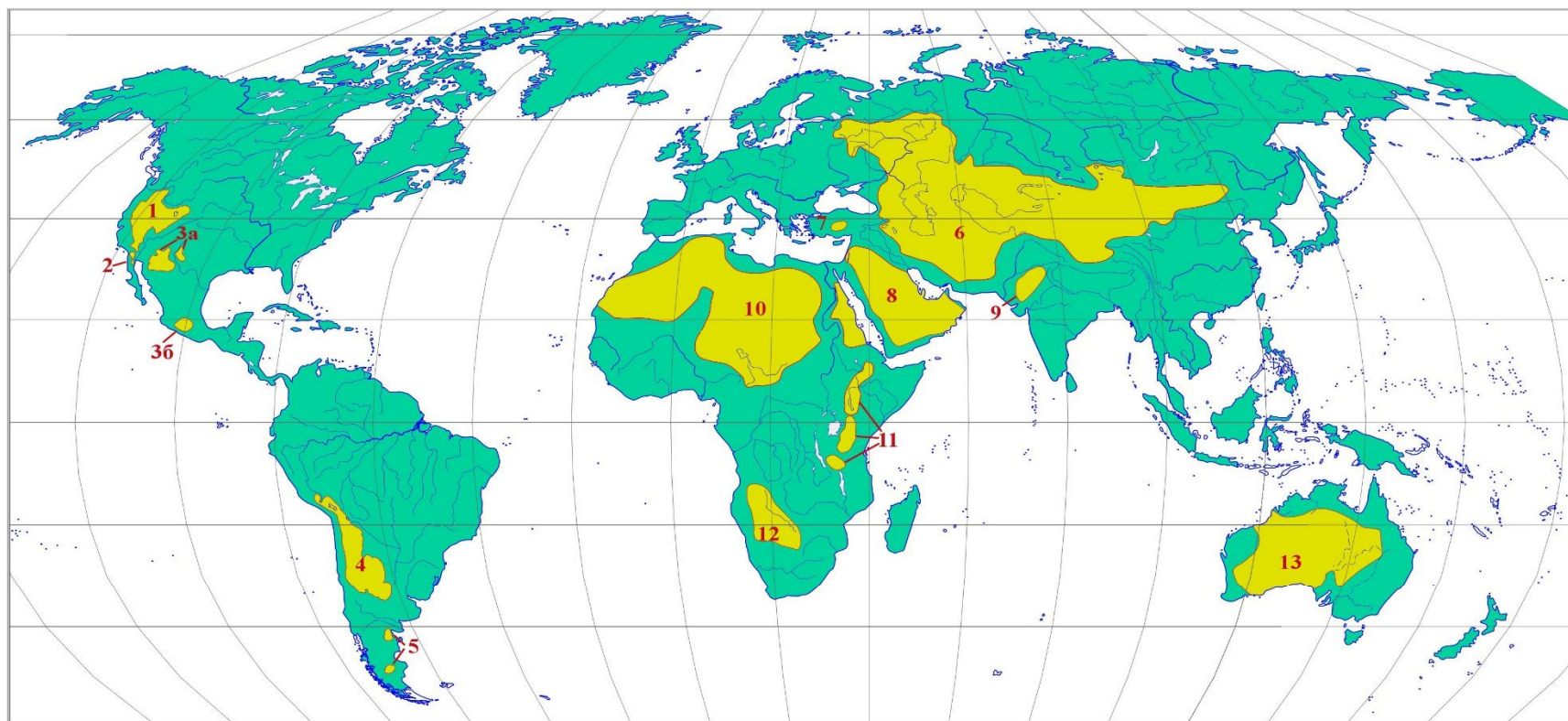
Рассмотрим подробнее каждый из вышеперечисленных регионов.

2.1. Северная Америка. Регион Большого бассейна и пустыни Мохаве. Область Большого бассейна покрывает территорию, площадь которой составляет более 540 тыс. км² (Grayson, 1993). Большой бассейн – огромная территория с группами бессточных областей, расположенная в западной части Северной Америки (Grayson, 2011), включающий в себя пустыню Мохаве (см. рис. 5).

Рельеф Большого бассейна весьма разнообразный, но преимущественно горный. С запада этот регион окружен хребтами Сьерра-Невада и Каскадными горами. На востоке область граничит со Скалистыми горами. На севере Большой бассейн граничит с плато Колумбия, а с юго-востока – с плато Колорадо. Южная часть более низменная и окружена горами Сан-Бернадино, отделяющими Большой бассейн, а точнее пустыню Мохаве, от пустыни Сонора (Атлас мира, 2011).

В пределах Большого бассейна следует выделить 3 наиболее значимых региона, где в конце плейстоцена (во время максимального ледникового оледенения) находились крупные палеозера: Бонневиль (на востоке), Лахонтан (на западе) и долина Смерти (южная часть Большого бассейна), самая низкая точка не только Большого бассейна, но и континента (см. табл. 1). Данное распределение озёр в рамках рассматриваемого региона сделано с целью районирования наиболее существенных и крупных озёрных систем в конце периода плейстоцена.

Субтропический континентальный климат региона Большого бассейна в Северной Америке характеризуется жарким сухим летом и холодной снежной зимой (<https://www.nps.gov/grba/learn/education/upload/Unit%204-2.pdf>).



ЛЕГЕНДА

- бессточные бассейны

Цифрами на карте обозначены бассейны: 1 - Большой бассейн и пустыня Мохава; 2- пустыня Сонора; 3 - Мексиканское нагорье (3а - Северная Меса; 3б - Центральная Меса); 4 - Альтиплано и Пампа; 5 - Паатагония (обе маленькие области); 6 - Евразийская бессточная область; 7 - Малая Азия; 8 - пустыни Аравийского полуострова; 9 - пустыни Тар; 10 - пустыня Сахара; 11 - Восточно-Африканская рифтовая долина; 12 - пустыня Калахари; 13 - Австралийские пустыни

Рисунок 4. Бессточные области мира. Составлено автором по материалам (Атлас «Природа и ресурсы мира», 1998; Бабкин, 2005)

Таблица 1. Региональное распределение озёр внутреннего стока в пределах Большого бассейна. Составлено автором по материалам (Grayson, 2011)

Регион	Озеро (а)	Штат (ы)
Бонневиль	Большое Солёное озеро, Юта, Севир	Юта
	Бэр	Юта/Айдахо
Лакхонтан	Карсон (Аппер-Карсон), Гумбольдт, Пирамид, Сода, Уиннемака, Уокер	Невада
	Хани	Калифорния
Система озера Оуэнс и Долины Смерти	Оуэнс, Серлс, Манли, Панаминт, Мохаве, Маникс	Калифорния
	Моно	Калифорния/Невада

Главная причина формирования в Большом бассейне климата аридного типа – это горная цепь Сьерра-Невада, возвышающаяся более, чем на 3 000 – 4 000 м, которая препятствует распространению влажных воздушных масс западного переноса. Западная часть Большого бассейна находится в дождевой тени, и годовое количество осадков в предгорных территориях составляет около 200 мм (<http://pubs.usgs.gov/sir/2006/5288/sir2006-5288.pdf>). Восточная часть находится в окружении Скалистых гор с высотами более 3 000 м, которые препятствуют штормам с территории Мексиканского залива. На востоке Большого бассейна среднее количество осадков в год достигает 300 – 400 мм (Grayson, 1993). Высотная поясность также влияет на климат из-за того, что основная часть территории находится на высоте более 1 000 м над уровнем моря.

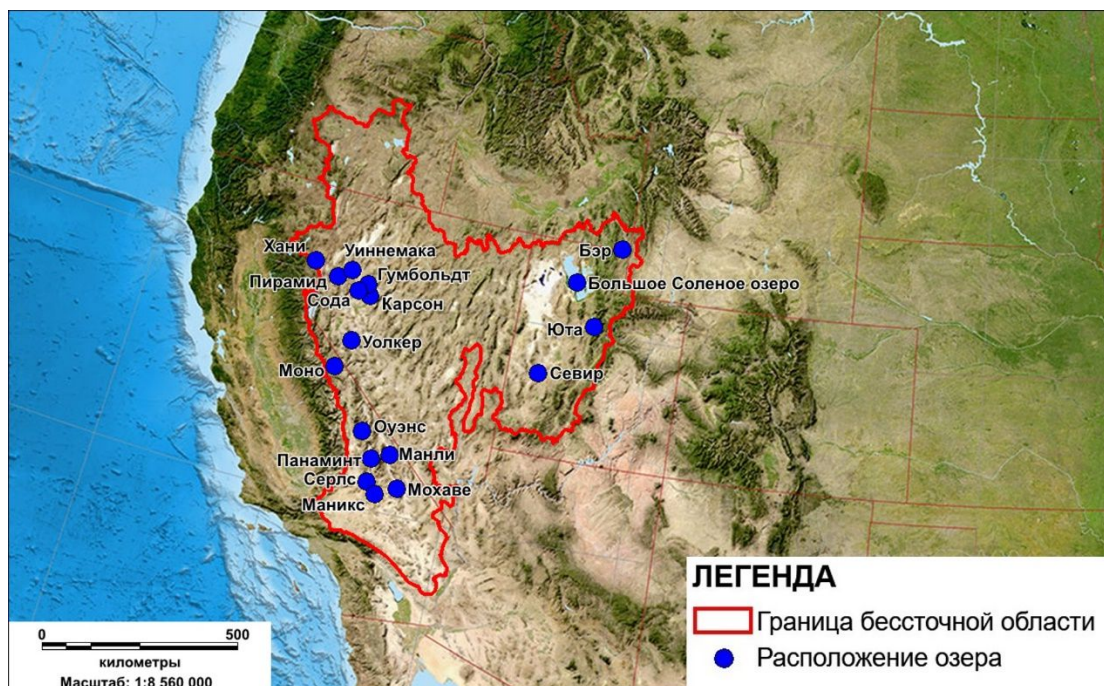


Рисунок 5. Расположение озёр в бессточной области Большого бассейна. Составлено автором

Климат в Мохаве более аридный, чем в Большом бассейне. В отличие от Большого бассейна, пустыня Мохаве находится ниже 1 000 м, и, следовательно, в её пределах менее выражено влияние высотной поясности (Атлас мира, 2011). Количество осадков в пустыне Мохаве в среднем составляет менее 150 мм за год. Наименее влажный период длится с июня по август, а иногда и до октября. Влажный период наступает в декабре и продолжается до марта. Средние температуры лета держатся в пределах +25°C в возвышенных участках до +30 и выше в низменных. Зимние температуры составляют около +6,5°C, однако зимой в пустыне Мохаве иногда отмечают заморозки (<http://en.climate-data.org/>) Объём стока в данных регионах варьирует от 20 до 50 мм/год. В остальных регионах значения едва превышают 10 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

В районе Большого бассейна широко распространены такие растения как полынь, лебеда и можжевельник жесткосемянной, которые произрастают на горных склонах. На более высоких склонах можно встретить сосну мягкую и сосну остистую. В пустыне Мохаве растительный покров более разреженный. Среди древесных пород встречается юкка коротколистная, а среди кустарников – ларрея трёхзубчатая (Grayson, 2011).

2.2. Северная Америка. Регионы пустыни Сонора и Мексиканского нагорья.

Пустыня Сонора занимает территорию юго-запада США и северо-запада Мексики, имеющую выход к Тихому океану и Калифорнийскому заливу. Площадь аридной зоны варьирует от 260 тыс. км² (Dimmit, 2000) до 300 тыс. км² и более (Бабаев и др., 1986). Территория пустыни Сонора окружена с востока горами: с запада Сьерра-Мадре, с севера – хребтом Сан-Бернадино, разделяющим пустыни Сонора и Мохаве, а с северо-запада – ответвлением гор Сьерра-Невада, которые составляют каскад гор Нижней Калифорнии на полуострове Калифорния. Пустыня Сонора занимает на севере область низовья реки Колорадо, впадающей в Калифорнийский залив, а также территорию прибрежных зон, выходящих на залив (Атлас мира, 2011).

Территория пустыни Сонора преимущественно равнинная, где абсолютные высоты прибрежных участков и низовья реки Колорадо не превышают в среднем 200 – 250 м. Более возвышенные области находятся на полуострове Калифорния, а точнее в его центральной части. Средние высоты восточных частей при движении в сторону Западной Сьерра-Мадре увеличиваются и могут достигать 1 000 м. Однако на восточных границах в районе горного хребта Западная Сьерра-Мадре располагается ряд горных цепей, которые могут превышать высоту 2 000 м (Атлас мира, 2011).

Пустыня Сонора расположена в субтропическом поясе. Она характеризуется жарким, сухим летом и мягкой, дождливой зимой. Среднегодовое значение температур составляет около +23°C, а среднегодовое количество осадков – от 50 до 150 мм. Однако во время

дождливых периодов значения количества выпавших осадков могут варьировать от 150 до 250 мм (Беликович, 2012).

Режим стока пустыни Сонора незначителен. Повсеместно показатели не превышают 10 мм/год. Лишь у горного северного побережья Калифорнийского залива показатели могут превышать 10 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы мира», 1998).

Флористическое разнообразие пустыни Сонора представлено суккулентами, вечно-зелеными кустарниками и небольшими деревьями. Произрастают кактусы, агавы, юкки, жожоба и др. (MacMahon, 1986).

На данный момент озёра пустыни Соноры плохо изучены. Палеогеографические данные о состоянии водоёма в позднем плейстоцене имеются только об озере Сан Фелипе, расположенном в северной части полуострова Калифорния (см. рис. 6). Информация об этом озере дана в статье П. Роя с соавторами (Roy et al., 2012).

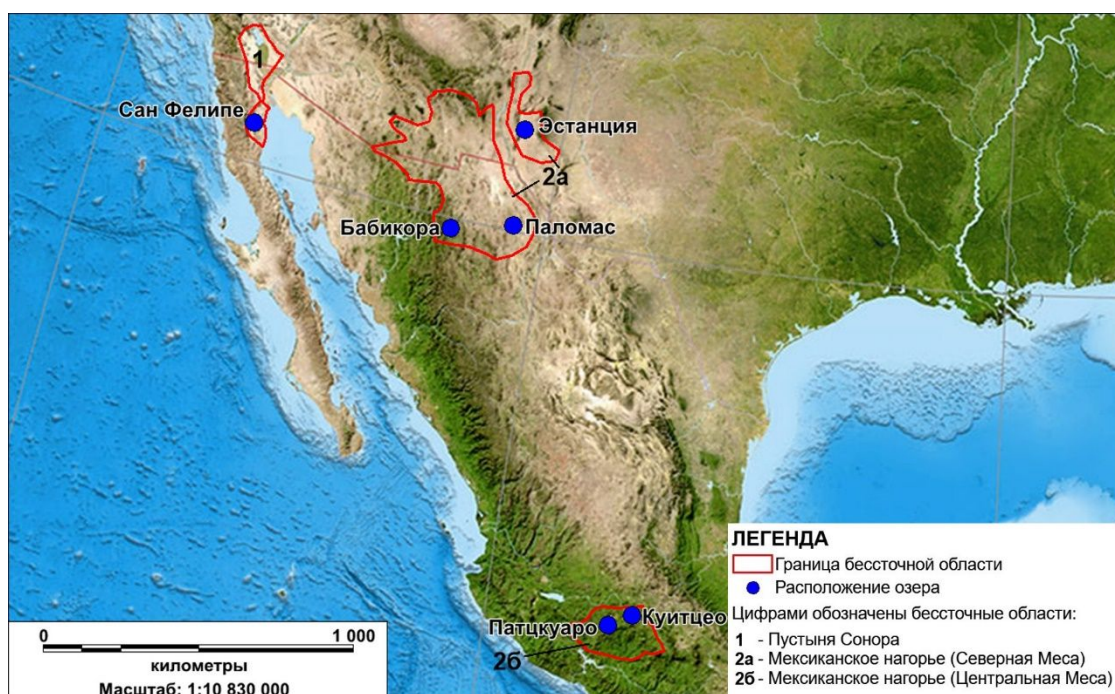


Рисунок 6. Расположение озёр бессточных областей пустыни Сонора и Мексиканского нагорья (Северной и Центральной Месы). Составлено автором

Мексиканское нагорье расположено между двумя горными хребтами – Западной и Восточной Сьерра-Мадре. Горы Западной и Восточной Сьерра-Мадре имеют средние высоты в пределах 2 200 м, а их вершины могут превышать отметку в 3 000 м (Merrill, Miro, 1996). В пределах Мексиканского нагорья имеется невысокий горный хребет, пролегающий с запада на восток и разделяющий Мексиканское нагорье на две части – Центральную и Северную Месу. Северная Меса – регион со средними высотами в 1 100 м. В его пределах

находится пустыня Чиуауа. Центральная Меса имеет в среднем высоты в 2 000 м (Merrill, Miro, 1996).

Мексиканское нагорье сосредоточено в зоне тропического климата. Климатические условия южной части Мексиканского нагорья характеризуются как мягкие и влажные. В Центральной Месе показатели среднегодового количества осадков составляют 500 – 800 мм, большая часть которых приходится на лето. Средние температуры января составляют около +15°C, а средняя температура июля достигает отметки в +20°C (Джемс, 1949; Рябчиков, 1988). Северная Меса, где расположена пустыня Чиуауа – это область сухого континентального климата. Из-за высотной поясности среднегодовые значения температур не превышают +19°C. Январские температуры составляют +13 – +15°C, однако средние температуры июля колеблются от +28°C до +31°C (Беликович, 2012). В пустыне Чиуауа количество осадков в среднем равняется 250 мм в год. Дождливый период в пустыне Чиуауа начинается в конце лета во время влияния муссона. Несмотря на преобладание тропических условий, в пустыню могут проникать холодные и сухие воздушные массы из Арктики.

На севере Мексиканского нагорья в состав разреженного растительного покрова входят кактус, агава, дерево юкка и др. суккуленты. На юге Мексиканского нагорья мощный травяной покров, представлен преимущественно злаками. Древесный покров, состоящий из дубов и сосен, разрежен (Рябчиков, 1988).

Показатель стока увеличивается при движении с северной части Мексиканского нагорья на юг. В пустыне Чиуауа значения колеблются от 5 до 10 мм/год. В бессточной области юга Мексиканского нагорья увеличиваются до 50 – 100 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

В районе пустыни Чиуауа существуют такие озёра, как Паломас, Бабикура и Эстанция (см. рис. 6), которые в позднем плейстоцене имели более крупные размеры. На юге Мексиканского нагорья располагаются два больших озера Пацкуаро и Куитцео (см. рис. 6), также занимавшие более обширные площади во время максимума последнего оледенения.

2.3. Южная Америка. Регионы южноамериканского Альтиплано, Пампы и Патагонии. Южноамериканское Альтиплано – бессточный бассейн площадью около 110 тыс. км², изолированный с запада и востока двумя хребтами Андских гор: Кордильера Оксиденталь и Кордильера Ориэнталь (Рябчиков, 1988). Высоты данных горных массивов достигают 5 000 – 6 000 м (Атлас мира, 2011). Средняя высота Альтиплано около 3 700 м над уровнем моря.

Альтиплано лежит в области тропической климатической зоны. В северной части выражена сезонность, где влажный период длится с октября по апрель, а сухой – с мая по

сентябрь. Наибольшее количество осадков поступает за счет деятельности южноамериканского летнего муссона (Zhou, Lau, 1998). Климат южной части Альтиплано не только суше северной, но и холоднее. Если на севере среднегодовое количество осадков составляет до 500 до 1 000 мм при среднегодовой температуре в +12°C, то на юге осадков за год выпадает менее 100 мм/год, и среднегодовая температура равна менее +10°C (<http://en.climate-data.org/>).

Растительный покров Альтиплано разреженный, в нём преобладают ксерофитные флористические виды, такие как кактусы, подушки льярета и вечнозеленые кустарнички тола (Рябчиков, 1988). Также произрастают злаковые виды: ковыль, овсяница и вейник (Вальтер, 1975).

Альтиплано имеет в своих пределах огромные соленые котловины («салары» – с исп. «солончаки»), такие как Салар де Уюни и Салар де Койпаса, а также глубоководное пресное озеро Титикака. Салар де Уюни – один из наиболее крупных солончаков на планете Земля с площадью примерно в 10 тыс. км², который находится на высоте 3 653 м над уровнем моря (Fritz et al., 2004). В южной части региона Альтиплано существует солончак Салар де Атакама и 2 группы мелких озер: 1) Лехия и Мисканти; 2) Санта-Мария и Кебрада дель Торо (см. рис. 7).

Пампа (Пампинские Сьерры) – район, расположенный западнее равнин Гран-Чако. Над равнинами с запада возвышаются массивы высотой до 2 500 – 4 000 м, а рядом с ними Анды, вздымающиеся до 5 000 – 6 000 м (Лукашова, 1958). Средние высоты депрессий составляют 1 000 – 1 300 м над уровнем моря. Однако на востоке депрессии расположены на более низких высотах.

Данному району свойственна континентальность и засушливость климата. В зимний период регион Пампинских Сьерр находится в области мягкого субтропического антициклона, а летом получает осадки с Атлантики. Среднегодовое количество осадков при движении с восточных областей на запад закономерно уменьшается с 300 до 80 мм (Рябчиков, 1988). Среднегодовые температуры на данной территории колеблются от +13°C до +17°C (<http://en.climate-data.org/>).

Котловины данного региона заняты ксерофитными кустарниками монте, произрастающим на сероземах. Восточные склоны на высотах 400 – 1 600 м покрыты лесами, которые при движении на юг становятся светлыми. В лесах представлена такая древесная порода, как альгарробо. В высокогорных участках преобладают злаковые степи (Рябчиков, 1988).

Озеро Мар Чикита расположено в низменных областях востока, в то время как водоем Салинас Бебедеро находится в предгорном районе (см. рис. 7).

Рельеф Патагонии неоднороден. Если на западе – это предгорная область до 2 000 м, то для востока характерны высоты от 100 до 150 м. Высота Патагонских Анд может достигать 4 000 м (Лукашова, 1958).



Рисунок 7. Расположение озёр в бессточных областях Южноамериканского Альтиплано, Пампы и Патагонии. Составлено автором

Патагония, находящаяся в зоне умеренного пояса, лишена влияния западных ветров, так как Анды препятствуют проникновению влаги на её территорию. Из-за этого фактора данная область имеет полупустынный климат, получая всего лишь 150 – 250 мм осадков в год (Лукашова, 1958). Патагония – одна из наиболее засушливых областей, причём засуха здесь может длиться целый год. Температуры Патагонии – низкие: среднегодовые показатели колеблются от +5 до +13°C, а минимальные варьируют от -5 до -24°C (Беликович, 2012).

На севере Патагонии на серозёмах наряду со злаковым покровом произрастает несколько видов аргентинского мятлика. В южной части преобладают более сухолюбивые флористические виды, такие как кустики харильи, подушки болакса, мясистые кактусы и др. (Вальтер, 1975; Рябчиков, 1988).

В северной части Патагонии находится бессточное озеро Кари Лауфкен, на юге расположен водоем Кардиэль (см. рис. 7).

Рассматриваемые южноамериканские бессточные области (Альтиплано, Пампы и Патагонии) характеризуются неблагоприятными условиями стока, показатели которого в

среднем ниже 50 мм/год, а в районе Атакамы и Патагонии не превышает и 5 мм/год. Данные участки имеют лишь временный поверхностный сток, и у них отсутствуют стоки, направленные в сторону океана (Лукашов, 1958; Рябчиков, 1988).

2.4. Евразия. Евразийская бессточная область. Большая Евразийская бессточная область, расположенная вокруг Каспийского моря, делится на следующие районы: бассейн Каспийского моря на западе и северо-западе бессточной области; Центральная Азия, простирающаяся от Каспийского моря до Хингана (Амосов, 2014); и Иранское нагорье, находящееся южнее Каспия. Карта Евразийской бессточной области дана на рисунке 8.

2.4.1 Бассейн Каспийского моря. Каспийское море – крупнейшее в мире озеро, расположенное в Евразии (см. рис. 9). Его площадь составляет более 350 тыс. км², и находится оно на высоте -28 м ниже уровня Мирового океана (Атлас мира, 2011). Каспийское море протянулось с севера на юг примерно на 1 200 км, а среднее расстояние с запада на восток равняется около 300 км. Северная часть Каспия мелководная, и глубины составляют в среднем не более 10 м. Однако центральная и южная части значительно глубже северной. В районе Дербентской впадины глубина приблизительно 800 м, а в южном бассейне Каспийского моря максимальные глубины могут превышать 1 000 м (<http://bse.sci-lib.com/>).

С севера Каспийское море окружено Прикаспийской низменностью и частью Восточно-Европейской равнины. Восточная часть также преимущественно равнинная, не считая плато Мангышлака со средними высотами более 300 м. К западу и югу Каспий окружён Кавказом, Эльбурсом и Талышскими горами. В этих районах Прикаспийская низменность представлена узкой полосой между горными системами и водоёмом. На западе существует Куро-Араксинская низменность, лежащая на высоте -16 м ниже уровня моря и имеющая выход к Каспию между Апшеронским полуостровом и Талышскими горами.

В Каспийское море впадают более 100 рек, среди которых наиболее крупные – это Волга, Кура и Сефидруд.

В пределах данного региона протекает одна из самых крупных рек Евразии – Волга. Она берёт начало на Валдайской возвышенности и впадает в самое большое бессточное озеро – Каспийское море. В речную систему бассейна Волги входят более 100 000 рек и ручьёв, среди них самые крупные притоки – это Ока и Кама. Для Волги и её многочисленных притоков характерно смешанное питание. Повышение уровня реки отмечается во время весенних половодий (апрель – июнь) и осенних паводков (октябрь). Среднегодовой сток в районе устья превышает 8 000 м³/с (Карпович, 2013).

Волга протекает через Русскую равнину со средними высотами около 200 м. Река, имеющая исток с Валдайской возвышенности, протекает вдоль Смоленско-Московской и

Приволжской возвышенностей. Ближе к устью Волга пересекает Прикаспийскую низменность, наиболее низкую область данного района. Температура января колеблется от $-8\dots-12^{\circ}\text{C}$ в верхнем и нижнем течении до $-12^{\circ}\text{C}\dots-16^{\circ}\text{C}$ в среднем. Температуры лета также неоднородны. В верхнем течении они варьируют от $+16^{\circ}\text{C}$ до $+20^{\circ}\text{C}$, в среднем $+20 - +24^{\circ}\text{C}$, а в южном течении уже превышают отметку в $+25^{\circ}\text{C}$. Наибольшие среднегодовые показатели выпадения осадков зафиксированы в районе Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностей, где они колеблются в пределах 700 – 800 мм (Атлас мира, 2011). В восточной части количество осадков уменьшается до 600 мм. В южной части, не подверженной влиянию влажных западных ветров, выпадает в среднем от 300 до 500 мм (Борисов, 1948). Волга протекает через такие природные зоны, как подтайга, зона широколиственных лесов, лесостепи, степи и полупустыни. В зоне подтайги встречаются как хвойные леса в виде ели и сосны, так и лиственные древесные сообщества, представленные дубом, липой, клёном, ясенем и др. В нижних ярусах зоны широколиственных лесов можно встретить в качестве кустарников орешник, бородавчатый бересклет и крушину (Власова, 2007).

Лесостепная полоса – это зона, для которой характерно лугостепное разнотравье. Роль лесов уменьшается, а значение растительности нижнего яруса увеличивается. В составе разнотравья представлены плотнодерновинные злаки из тырса и типчака, корневищные злаки, рыхлодерновинные и т.д. (Михайлов, 1985).

В зоне степей преимущественно произрастают злаковые растения, часть из которых перечислена выше. В список произрастающих в этом регионе растений можно добавить ковыль украинский и костер береговой. Однако естественная растительность злаковых представителей степной полосы слабо сохранилась.

Зона полупустынь увлажнена меньше всех перечисленных зон. Влаги недостаточно для того, чтобы произрастал злаковый травостой. Для полупустынь свойственна полынно-злаковая растительность, где преобладают ксерофильные полукустарнички в виде полыни, прутняка и т. д. Также встречается ковыль и типчак, но меньше, чем в степях и лесостепях (Мильков, Гвоздецкий, 1976).

Для рек, таких как Кура и Сефидруд, впадающих в Каспийское море на юго-западе и юге соответственно, характерно снеговое питание весной и дождевое осенью. Кура – это крупнейшая река Закавказья, берущая свое начало в Армянском нагорье со среднегодовым стоком в районе устья более $550 \text{ м}^3/\text{с}$ (<http://www.feem-web.it>). Сефидруд – река, текущая со склонов Эльбурса, образуется за счет слияния двух рек Кызулузена и Шахруда. Среднегодовой расход воды меньше, чем у реки Кура, и составляет примерно $130 \text{ м}^3/\text{с}$ (Котляков, 2006).

Река Кура берёт свой исток из Армянского нагорья, и протекает через Куро-Араксинскую низменность. Она находится в районе сухого субтропического климата, где температуры зимнего периода колеблются в районе 0°C и +3°C, а летом варьируют в среднем между +26°C и +29°C (Мильков, Гвоздецкий, 1976). В западных частях количество ежегодно выпадающих осадков не превышает 400 мм (Краткая географическая энциклопедия, 1962), а на востоке – менее 200 мм ежегодно (Борисов, 1948).



Рисунок 8. Карта Евразийской бессточной области. Составлено автором

В области Куро-Араксинской низменности преобладают серо-коричневые почвы. Среди местных представителей флоры следует выделить степные полынно-злаковые виды, в частности, полынь Мейера (Вальтер, 1975). В аридном редколесье встречаются фисташник и крушина. Вдоль рек Кур и Аракса существуют тугайные леса с тамариском (Степи Евразии, 1991).

Для территории Русской равнины, в сравнении с другими бессточными регионами, характерны одни из наиболее крупных значений стока. Значения стока варьируют от 100 мм/год и более в северных частях, а на юге достигают лишь 5 – 10 мм/год в зонах степей и полупустыней. В широколиственной и лесостепной зонах показатели колеблются от 20 до 50 мм/год. В районе Кавказа показатели поверхностного стока уменьшаются при движении с запада на восток: самые низкие показатели в северной части Терско-Кумской низменности, где они не превышают 20 мм/год; наивысшие зафиксированы в Армянском нагорье в западных частях Куро-Араксинской низменности – до 100 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

2.4.2. Иранское нагорье. Иранское нагорье – самое крупное по площади нагорье, охватывающее территорию примерно в 2,7 млн км² (Рябчиков, 1988). На севере находятся горные цепи следующих массивов: Эльбурса, Туркмено-Хорасанского, Паропамиза и западной части Гиндукуша (Атлас мира, 2011). Их средние высоты колеблются от 2 000 – 4 000 м на западе до 5 000 – 6 000 м на востоке. С запада и юга Иранское нагорье ограничено горной цепью Загроса с преобладающими высотами 2 000 – 3 000 м (Рябчиков, 1988).

Внутренняя часть нагорья – это территория, где сочетаются равнины и котловины со среднегорными массивами Среднеиранских, Восточно-Иранских и Среднеафганских гор, высоты которых колеблются в среднем от 1 500 до 2 500 м (Беликович, 2012; Рябчиков, 1988). В пределах данного района отмечено наличие поверхностей выравнивания и потухших вулканов. Между горами расположены равнины (200 – 600 м), на месте которых находятся такие пустыни, как Деште-Кевир и Деште-Лут. (Атлас мира, 2011; Рябчиков, 1988).

Для Иранского нагорья, расположенного в области субтропического климатического пояса, закономерна высокая аридность и большие колебания температуры (Беликович, 2012). В зимний период над рассматриваемым регионом проходят воздушные массы из умеренных широт. Зимой сюда могут проникать арктические атмосферные фронты. Летом Иранское нагорье подвержено влиянию сухих и жарких воздушных масс из тропиков (Беликович, 2012). Среднегодовые значения количества осадков на внешних северных и южных окраинах могут варьировать от 500 до 1 000 мм (<http://en.climate-data.org/>). При движении с запада на восток увеличивается континентальность климата. В среднем количество осадков, составляющее до 300 мм на западе, при движении на восток уменьшается до 100 мм (Беликович, 2012). Зимой температуры колеблются от 0°C в северных районах (на северо-востоке температуры могут быть ниже 0°C) до +13°C (<http://en.climate-data.org/>). Температуры лета на всем протяжении Иранского нагорья не превышают +25°C, а на юге достигают +30°C (Рябчиков, 1988).

В рассматриваемом регионе преобладают типичные пустынные, полупустынные и степные представители флоры: солянки, саксаулы, полянки каучуконос хондрилла и ковыль. Здесь распространены формации «иранской фриганы» - такие как ксерофитные заросли в виде колючих кустарников (Беликович, 2012). Почвы пустынные, преимущественно карбонатные. На склонах отмечаются горно-каштановые почвы, а в более влажных местах - горные лесные буроземы (Вальтер, 1975). На Эльбурсе произрастают леса с зарослями виноградной лозы, паразитирующей омелой и ломоносом. В районе Каспия преобладают субтропические лесные буроземы и желтоземы, где сочетаются, как заболоченные места с осоками и тростниками, так и леса наветренных склонов, представленные дубом, миртом и фисташковым деревом (Вальтер, 1975).

Речная сеть в пределах Иранского нагорья не развита из-за сухости, однако, по сравнению со многими бессточными регионами, здесь зафиксирован поверхностный сток от 20 до 50 мм/год за счет рек, питающихся дождями и тающими горными ледниками, таких как Теджена, Атрек, Мургаб, Пяндж и т. д. (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998). В горах Загроса на западе Южно-Каспийского региона находится бессточное озеро Зерибар (см. рис. 9). Оно претерпевало колебания уровня вод во время позднего плейстоцена, однако на фоне глобального иссушения и максимума оледенения водоем пополнялся осадками в зимний период.

2.4.3. Центральная Азия. Ввиду огромной площади описываемого региона разделим Центральную Азию на 7 основных районов: Северную Монголию; равнины и плоскогорья пустыни Гоби; Тянь-Шань; западные центрально-азиатские равнины; горную систему Гиндукуш, Памир и Каракорума; горная система Куньлунь и прилежащие к ней горы; Тибетское нагорье.

Северная часть Монголии с севера окружена Алтае-Саянской и Байкальской горными системами (Михайлов, 1985). На юге район выходит к равнинно-плоскогорной области пустыни Гоби. В пределах Северной Монголии рассматривают 3 горных хребта: Хэнтей, Хангай, Монгольский и Гобийский Алтай (Национальный атлас, 1990). Монгольский Алтай и Хангай имеют абсолютные высоты, которые превышают отметки в 4 000 м (Национальный атлас, 1990). В котловине между Хангаем и Монгольским Алтаем находятся такие озера, как Увс-Нуур и Хяргас-Нуур (Александрова, 1972).

Равнинно-плоскогорная область пустыни Гоби (Внутренняя Монголия) находится на приграничных территориях Южной Монголии и Северного Китая (Van Staaldumen, Wegger, 2006). С юга данный район ограничен краевыми хребтами Тибета, на западе – пустынями северо-западного Китая. С востока пустыня Гоби обрамлена южной частью Большого Хингана и системой Иньшаня с высотами более 2 000 м (Михайлов, 1985). Во внутренней Монголии расположены два бессточных озера: Байджан и Дайхай (см. рис. 9).

Тянь-Шань окружен двумя котловинами: с севера Джунгарской, с юга Кашгарской (Лавринович, 2003). Средние высоты Тянь-Шаня достигают 3 000 – 5 000 м (Чепахин, 1964). Несмотря на то, что котловины Джунгарии и Кашгарии находятся на высотах около 1 500 м над уровнем моря (Сладковский, 1982), в их пределах существует два озера и один солончак: Баркель и Манас расположенные в Джунгарии; Лоб Нор – в Кашгарии (см. рис. 9). На самом Тянь-Шане находятся 3 горных бессточных водоема: Иссык-Куль, Сонг-Кёль и Чатыр-Кёль (см. рис. 9).

Западная часть Центральной Азии – преимущественно равнинная территория, которая располагается к западу и северо-западу от Тянь-Шаня и к востоку от Каспия. С юга

описываемый район ограничена Иранским нагорьем и Памиром (Лавринович, 2003). Здесь находится Туранская низменность. На западе отмечены невысокие горы герцинской складчатости, такие как Каратау, Мангышлак и т. д. Севернее описываемого региона находится Тургайское плато, где высоты едва превышают отметку в 300 м. Восточнее Тургайского плато располагается Казахский мелкосопочник. В равнинной части запада Центральной Азии выделяются два крупных бессточных водоема – Аральское море и Балхаш.

Далее рассмотрим горные системы Гиндукуша – Памира – Каракорума. Гиндукуш связан с северными хребтами Иранского нагорья и простирается с юго-запада на северо-восток. При движении в данном направлении происходит увеличение средних показателей высот, где максимальные значения варьируют от 4 000 – 5 000 м на юго-западе и до 6 000 – 7 000 м на северо-востоке (Атлас мира, 2011).

Горная цепь Памир расположена севернее Гиндукуша, и средние высоты колеблются от 3 500 до 4 000 м (Марков, 1978). Именно здесь располагается бессточное озеро Каракуль. Каракорум – одна из высочайших горных систем в мире, которая продолжает цепь горных хребтов, располагаясь к востоку от Гиндукуша со средними высотами в 6 000 м (Атлас мира, 2011).

Куньлунь – горная цепь, которая с севера обрамляет Тибетское нагорье. Данную область называют Северным Тибетом. На западе хребет представлен единым целым, а на востоке (в районе 85° – 86° в. д.) делится на две части, окружая Цайдамскую котловину как с севера, так и с юга (Власова, 2007). Горы Куньлунь проходят к югу от Кашгарии (Атлас мира, 2011). В пределах солончаковой Цайдамской котловины находится бессточное озеро Кукунор (Цинхай) и солончак Чархан-Яньху (Михайлов, 1985). Также в пределах Северного Тибета расположены следующие озера: Тяньшуйхай, Аксайчин, Аччиккель и Улан-Ула Нуур (Амосов, 2014). Все вышеупомянутые озера представлены на рис. 9.

Тибет – одно из крупнейших по площади и одно из самых высоких нагорий в мире, которое окружено с севера горной цепью Куньлуня, с юга – северным подножием Гималаев, с запада – горными системами Памира и Каракорума, с востока – Сино-Тибетскими горами (Юсов, 1958). Центральная и западная часть Тибета – это однообразная поверхность со средними высотами в 4 500 – 5 000 м, состоящая из хребтов (Сладковский, 1982). В их пределах располагаются такие водоемы, как Нам Цо, Чабьер-Цака и Цо Кар (см. рис. 9).

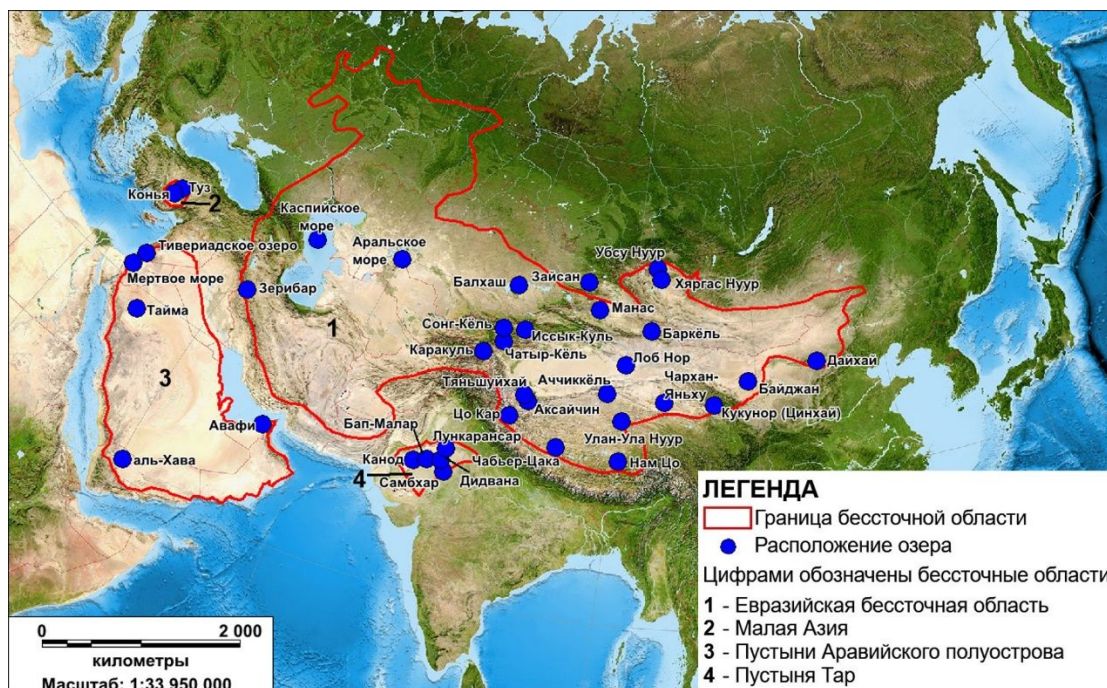


Рисунок 9. Расположение озёр во всех бессточных областях Евразии. Составлено автором

Северные части восточно-каспийского сектора расположены в области умеренного континентального климата, а южные, помимо того, что здесь оказывает влияние высотная поясность, находится в субтропическом климатическом поясе. Степень континентальности растет при движении с запада на восток (количество осадков менее 200 мм/год), а в некоторых областях и при движении с севера на юг (с 300 – 500 до 100 мм/год). Больше всего осадков выпадает на горных внешних склонах, окружающих регион. Южные склоны подвергаются влиянию муссонов и там выпадает от 400 до 1 000 мм за год (Юсов, 1958; Михайлов, 1985). Восточная часть может быть подвержена влиянию восточноазиатских муссонных ветров, и, соответственно, увеличиваются ежегодные показатели количества выпавших осадков. Зимой Центральная Азия находится преимущественно в зоне господства Азиатского максимума. Тем не менее, западные области Центральной Азии могут получать осадки с Атлантики, а для восточных континентальных характерны значения количества осадков менее 150 мм в год. (Рябчиков, 1988). Зимой поступают полярные воздушные массы, способствующие охлаждению данного региона в этот период. Зимние температуры преимущественно отрицательные (со средними показателями -10°C – -20°C), а летом устанавливается жаркая погода (средние температуры варьируют в пределах от $+20^{\circ}\text{C}$ до $+30^{\circ}\text{C}$) (Михайлов, 1985).

Поверхностный сток в равнинных областях Центральной Азии в основном не превышает 5 – 10 мм/год. В северных частях и на склонах может достигать 20 – 50 мм/год, в редких случаях и до 100 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

Северная Монголия – одна из наиболее лесистых областей Центральной Азии. Леса из кедровой сосны и лиственницы покрывают северные склоны гор. Почвы здесь могут быть как подзолистые, так и горно-каштановые в степях, где произрастают ковыль и житняк (на юге), а также солянка и полынь (на востоке) (Юннатов, 1950).

В районе Гоби и Алашаня распространены такие флористические виды, как саксаул, караган, джузук. На щебнистых и каменистых пустынных участках могут быть найдены полынь, ковыль и солянки (Комаров, 1953).

На Тянь-Шане главную роль играет высотная поясность. До 1 200 м – это пояс степей с эфемероидами и злаковым разнотравьем. В районах с достаточным увлажнением могут быть луговые степи с лиственными лесами и кустарниковыми зарослями (Юсов, 1958). Выше отметки в 2 000 м встречаются хвойные леса с елью и пихтой. На высотах 3 400 – 3 600 м сосредоточены субальпийские луга (Марков, 1985). В районах Джунгарской и Таримской депрессий распространены галофиты в виде солянки, полыни и тамариска (Рябчиков, 1988).

В северной части пустынной Средней Азии, где преобладают серо-бурые почвы глинистых пустынь растительный покров представлен полынью и солянками (Власова, 2007). На грядовых песках растут псаммофиты: селин, джузгун, саксаул и песчаная акация. На сыпучих песках Кызылкума и Каракумов, сформированных в виде барханных цепей, растительность крайне скудная (Петров, 1973). В солончаковых пустынях, расположенных ближе к прибрежным районам Каспийского моря, можно найти солянки из семейства маревых. В Каракумах и Кызылкуме распространены такыры – глинистые пространства с малым количеством растений и господством лишайников и водорослей. Во время дождей, заполняясь водой, они превращаются в неглубоководные озера (Михайлов, 1985). Центральный и Западный Тибет – область скудной растительности, где можно встретить мятлик, овсянку, осоку и др. (Лавринович, 2003).

2.5. Евразия. Регион Малой Азии. Анатолийское нагорье, расположенное в Малой Азии, окружено с севера Понтийскими горами, а с юга – Таврскими. Средние высоты плоскогорья составляют 800 – 1 500 м, а горы, окаймляющие Анатолию, достигают 2 – 3 тыс. м. Климат данного региона характеризуется как сухой субтропический, где за год выпадает от 200 до 500 мм осадков. Континентальность растет при движении с запада на восток. Зимой в котловинах Анатолийского плоскогорья температура может быть ниже 0°C, а летом – +25...+30°C (Рябчиков, 1988).

На территории Малой Азии расположено озеро Туз – самый крупный водоем данного региона с площадью около 2 тыс. км². Ранее это озеро было частью палеозера Конья, бассейн которого расположен южнее озера Туз. Озера указаны в рис. 9.

2.6. Евразия. Регион пустынь Аравийского полуострова. Аравийский полуостров имеет площадь более 3 млн км², и большая часть полуострова, приблизительно 2/3 территории занята пустынями. Самая крупная пустыня Аравии – Руб-эль-Хали с площадью 650 тыс. км². На севере самого полуострова Аравия расположена пустыня Большой Нефуд. В центре полуострова между Большим Нефудом и Руб-эль-Хали располагается аридная область под названием Малый Нефуд (Дехна) (Горкин, 2006).

Для западной и южной частей Аравийского полуострова характерен горный рельеф. К западу от Аравийской плиты проходит рифтовая область. В центральной части полуострова наблюдается выход кристаллических пород, а на востоке за счет погружения кристаллических пород под осадочные толщи высота рельефа уменьшается (Рябчиков, 1988). Для юго-востока также характерен горный тип рельефа. Наиболее высокие Йеменские горы и Хиджаз, имеющие средние высоты от 2 500 до 3 000 м над уровнем моря, расположены вдоль побережья Красного моря (Горкин, 2006). На юго-востоке находятся складчато-глыбовые Оманские горы, которые также превышают отметку в 3 000 м над уровнем моря.

Внутренняя центральная часть Аравийского полуострова – это территория плато и равнин разных высот. Здесь располагается плоскогорье Неджд с высотами 1 500 – 2 000 м. (Беликович, 2012). В районе пустыни Руб-эль-Хали высота снижается с 500 м до 100 м (Горкин, 2006; Атлас мира, 2011).

Преобладающий климат Аравийского полуострова – тропический, характеризующийся резкой аридностью. Средние температуры лета достигают +30°C и выше (<http://en.climate-data.org/>). Зимой температуры в среднем не бывают ниже +10°C (<http://en.climate-data.org/>), однако, при продвижении на север к Сирийской пустыне могут быть зафиксированы заморозки (Рябчиков, 1988). Тем не менее, самой влажной областью Аравийского полуострова считаются Йеменские горы, причиной тому влияние летнего муссона с юго-запада. Здесь может выпасть осадков до 700 мм/год (Атлас мира, 2011). Самая сухая область Аравийского полуострова, где выпадает менее 50 мм осадков в год – пустыня Руб-эль-Хали, которая расположена восточнее Йеменских гор (Рябчиков, 2011). На остальной территории Аравийского полуострова осадки скудные, приносимые преимущественно зимой, составляют в среднем от 100 до 200 мм в год (Атлас мира, 2011).

Сток на территории Аравийского полуострова достаточно однородный и очень незначительный, равный 5 мм/год и менее. Однако при продвижении в горные области юго-

запада и юго-востока показатели увеличиваются до 20 мм/год и выше; и до 10 мм/год и выше соответственно (Атлас «Природа и ресурсы мира», 1998).

Большая часть Аравийского полуострова не имеет богатого флористического разнообразия, здесь произрастают ксероморфные жесткие кустарники (полынь, солянки), а также многолетние травы, такие как астрагал (Рябчиков, 1988), распространены пустынные лишайники. В оазисах можно встретить финиковую пальму (Вальтер, 1975).

Территория Аравийского полуострова не богата озёрами. В районе Иорданского разлома располагаются два водоема: Тивериадское озеро и Мертвое море (см. рис. 9). В позднем плейстоцене они составляли огромное мега-озеро Лисан. В данной работе на территории Аравийского полуострова рассмотрены такие озёра, как Тайма (на северо-западе полуострова), аль-Хава (на западе пустыни Руб-эль-Хали) и Авафи (на востоке Руб-эль-Хали), которые отображены на рис. 9. Сегодня они представляют собой солончаковые котловины, которые во время оптимума голоцена были заполнены водой.

2.7. Евразия. Регион пустыни Тар. Пустыня Тар или Великая Индийская песчаная пустыня занимает площадь около 450 тыс. км² (Roy et al., 2008). Пустыню с востока обрамляют горы Аравалли, высоты которых достигают 1 500 м (Kar, 2014; www.rajras.in). На западе пустыня Тар простирается вплоть до плодородных аллювиальных равнин и поймы реки Инд. Если западная часть находится на высотах в среднем около 200 м над уровнем моря, то восточная возвышается до 300 и 400 м, а в предгорьях Аравалли высота может превышать 500 м (Roy et al., 2016). С юга пустыня Тар граничит с Большим Качским Ранном – областью сезонно болотистой солончаковой пустыни (Рябчиков, 1988).

Пустыня Тар Индии получает около 80% среднегодовых осадков из юго-запада за счет действия летнего муссона, а зимой с запада приходят циклоны, сформировавшиеся над Западной Азией и Средиземноморьем. В восточной части пустыни количество ежегодно выпадающих осадков около 600 мм/год, а на западе оно составляет – 100 мм и менее. Недостаток конденсации атмосферной влаги – главная причина низкого показателя осадков (Bryson, Baerreis, 1967; Das, 1962; Datta, George, 1964). Летом при средних температурах более +30°C показатели иногда могут достигать +45 – +50°C, а температура зимой при средних значениях около +20°C может падать до +3 – +10°C (Sinha et al., 2006), при этом на западе отмечены большие амплитуды температур, чем на востоке (Sinha et al., 2004). Что касается стока, то в пустыне Тар значения его не превышают 10 мм в год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

Для пустыни Тар характерен разреженный растительный покров. В его состав входят колючие кустарники, малорослые акации и солянки. В более увлажненных областях пустыни на красновато-коричневых почвах произрастают сухие разреженные листопадные леса (Рябчиков, 1988).

В пустыне Тар существует 12 озёр, описанных в статьях П. Роя с соавторами (Roy et al., 2008; Roy et al., 2016). Однако наиболее подробно речь пойдет о пяти из них: Канод, Бап-Малар, Лункарансар, Дидвана и Самбхар (см. рис. 9). Первые три озера находятся в низменных районах западного Тара, отличающегося более аридными условиями, чем Дидвана и Самбхар.

2.8. Африка. Регион пустыни Сахара. Сахара – крупнейшая пустыня не только африканского континента, но и всего земного шара, охватывающая площадь около 9 млн км² (global.britannica.com). С запада на восток она протянулась почти на 6 000 км, а с севера на юг – примерно на 2 000 км (Браун, 1976). На севере Сахара ограничена Атласскими горами. На востоке граница проведена условно в районе 30° в. д. ближе к границе материков Африки и Азии (Бабаев и др., 1986). Южная граница в районе побережья Атлантического океана она находится примерно на 19° с. ш., а при продвижении вглубь материка спускается к озеру Чад и восточнее к 16° с. ш. (Петров, 1973).

Территория пустыни Сахара – это преимущественно равнина и плато, имеющие абсолютные высоты 300 – 500 м (Рябчиков, 1988) На северо-западе Сахара окаймлена горами Атлас со средними высотами в 1 500 – 2 000 м (Атлас мира, 2011). В котловинных областях Атласских гор располагаются шотты (сериры), – это солончаковые области, некоторые из которых могут быть заполнены водой (Петров, 1973; Рябчиков, 1988). В центральной части пустыни отмечаются выходы древнейшего кристаллического основания Сахаро-Аравийской платформы, представленные в виде высоких гор, из-под осадочного чехла (Рябчиков, 1988). Это нагорья Ахаггар и Тибести. К северу от них простирается Ливийская Сахара, высота которой варьирует от 300 до 400 м. К югу от нагорий расположены впадины, и их высоты могут быть ниже 200 м (Атлас мира, 2011; Петров, 1973). Восточная часть – это низменность, где средние высоты варьируются от 200 до 300 м, однако на юге Восточной части имеется участки выхода кристаллических щитов, которые могут в среднем возвышаться более, чем на 1 000 м (global.britannica.com).

Сахара находится в пределах тропического климатического пояса. Данные условия климата характеризуют как аридные. Здесь господствует сухой континентальный тропический воздух. Однако если на севере климатические условия находятся на грани субтропических и тропических климатических поясов, то оставшаяся южная часть полностью входит

в тропическую зону (Рябчиков, 1988). В течение всего года Сахара испытывает влияние северо-восточных пассатов.

В жаркий период (июль) средние температуры превышают $+30^{\circ}\text{C}$ на территории почти всей Сахары, кроме побережья, которое находится под воздействием холодного Канарского течения (Рябчиков, 1988). Область Атлантического побережья зимой меньше всего охлаждается за счет смягчающего действия океана. Больше всего охлаждаются территории центральной и северо-западной Сахары, где температуры в среднем падают до $+10^{\circ}\text{C}$. Зимой приходят континентальные воздушные массы умеренных широт, вторгающиеся на Средиземное море. Продвигаясь вглубь материка, они способствуют резкому понижению зимних температур (Браун, 1976).

На территории Сахары количество осадков составляет в среднем менее 50 мм. Наиболее аридные и засушливые области расположены в прилежащих к нагорью Ахаггар низменных районах и Ливийской пустыне (Рябчиков, 1988). В горных территориях Ахаггара и Тибести может выпадать осадков до 150 мм/год (<http://www.klimadiagramme.de/>).

Что касается режима стока, на всей территории пустыни Сахара он практически отсутствует и не превышает и 5 мм/год, лишь в южной предгорной части Атласа может достигать 10 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы мира», 1998).

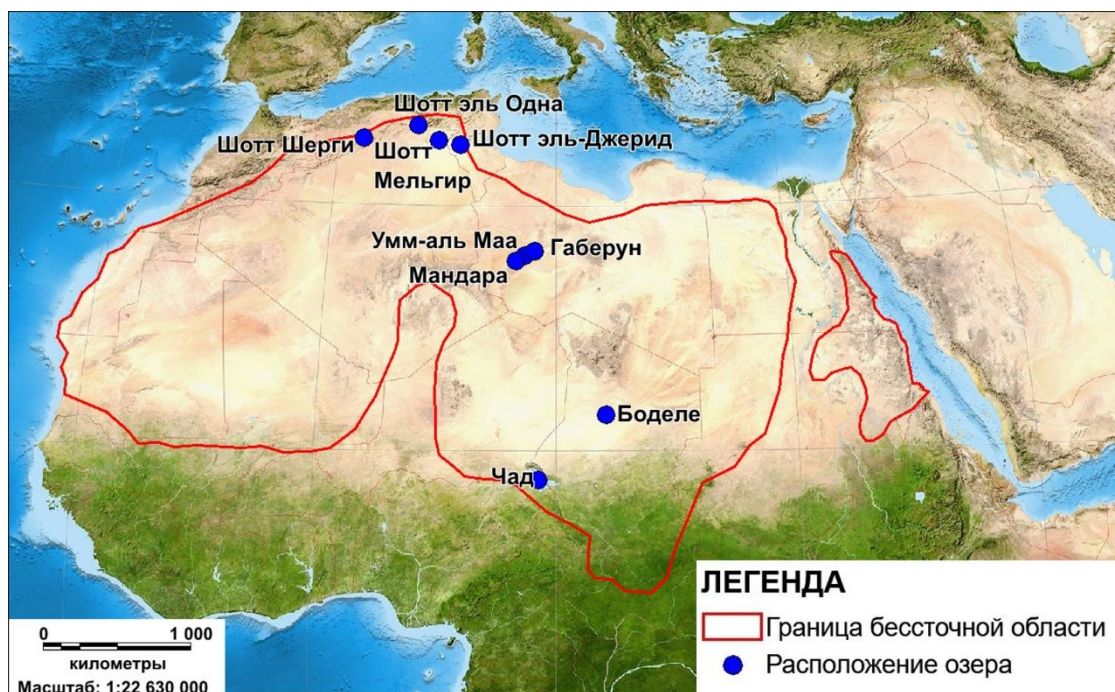


Рисунок 10. Расположение озёр пустыни Сахара. Составлено автором

Сахара отличается скудным флористическим разнообразием. Оно представлено небольшим сообществом травяных (эфемерных) и кустарничковых ксерофитных растений,

произрастающих в местах, где грунтовые воды залегают близко к поверхности. Деревья сосредоточены в оазисах (финики, инжир, цитрусовые), высотных районах (пальмовые, оливковые, кипарисовые и мастиковые), где они получают достаточно влаги (Рябчиков, 1988). Во впадинах встречаются солелюбивые растения-галофиты (Вальтер, 1975). В районах, окружающих Ахаггар и Тибести, растительность может вообще отсутствовать или представлена в виде разреженных злаковых растений. В районе Атлантического побережья за счет более высоких показателей влажности встречаются лебеда и низкорослые молочаи (Рябчиков, 1988). На территориях Нубийской и Аравийской пустынь за счет достаточного обеспечения грунтовыми водами могут произрастать акации и тамариски (Вальтер, 1975).

На территории Сахары озёр мало, и большинство из них в настоящее время – пересыхающие. Наиболее крупный водоем расположен к югу от Сахары – это озеро Чад. К северо-востоку от него находится впадина Боделе, которая во время оптимума голоцена была частью огромного водоема Мега-Чад. На севере Сахары существует группа шоттов. Это такие озёра, как Шотт-Мельгир, Шотт эль Одна, Шотт эль-Джерид и Шотт Шерги. К северу от нагорья Тибести существуют оазисы Умм эль-Маа, Габерун и Мандара. В более влажное время, например, во время оптимума голоцена, они составляли огромное озеро Мега-Феццан. Все упомянутые раннее озёра изображены на рис. 10.

2.9. Африка. Регион Восточно-Африканской рифтовой долины. Восточно-Африканская рифтовая долина (Великий Африканский разлом) – это система горстов и грабенов, развившихся за счет поднятий в Восточной Африке (Власова и др., 2007). В пределах Великого Африканского разлома, протянувшегося от Ближнего Востока через Красное море и далее в районе Афарской котловины, пересекающего Эфиопское нагорье и Восточно-Африканское плоскогорье, и завершающегося в районе устья реки Замбези, в Восточной Африке, выделяют 3 области внутреннего стока, обособленные друг от друга: Эфиопская рифтовая долина, Восточная рифтовая долина (рифт Грегори) и Южная рифтовая долина (частично рифт Альбертин) (Белоусов и др., 1974).

Первый регион (Эфиопская рифтовая долина) – это территория с неоднородным рельефом, расположенная преимущественно в пределах Эфиопско-Сомалийской (физико-географической) страны (Власова и др., 2007). Если северная часть Эфиопской рифтовой долины располагается в районе низменной Афарской впадины, где высоты в среднем достигают лишь 200 – 300 м, то остальная часть рифтовой долины, пролегающая с северо-востока (с Афарской котловины) на юго-запад в сторону озера Туркана (Рудольфа), вздымается на высоты выше 1 000 м. Высота горных ландшафтов, располагающихся над рифтовыми озерами, равняется в среднем от 2 000 до 3 000 м (Атлас мира, 2011).

В пределах Восточно-Африканского плоскогорья, где также проходит Великий Африканский разлом, располагаются две оставшиеся области внутреннего стока (Восточная и Южная рифтовые долины). Рельеф этих областей более однородный, чем в ранее описанной области Эфиопской рифтовой долины. При продвижении по рифтовой долине средняя высота увеличивается от 500 – 1 000 м на севере до 1 000 – 1 500 м на юге. Третья область – это южная часть Великого Африканского разлома, которая называется Южной рифтовой долиной, где средние высоты колеблются от 800 до 1 200 м (Атлас мира, 2011).

Регион Восточной Африки расположен в субэкваториальном климатическом поясе. Здесь в северном полушарии во время теплого периода господствуют экваториальные воздушные массы, а в южном – тропические, и наоборот во время зимы в северном полушарии и лета в южном (Рябчиков, 1988).

Зимой над Эфиопско-Сомалийской страной преобладают сухие северо-восточные пассаты, дующие из Юго-Западной Азии. Летом рассматриваемая область находится под увлажняющим воздействием юго-западного муссона. Северная часть Эфиопской рифтовой долины – аридная, здесь средние температуры колеблются от +25°C (зимой) до +30°C (летом), а среднегодовое количество осадков не выше 250 мм. В центральной части Эфиопской рифтовой долины выпадает до 1 000 мм/год атмосферных осадков, а температурный фон в среднем за год превышает +20°C (<http://en.climate-data.org/>).



Рисунок 11. Расположение озёр Восточно-Африканского рифта. Составлено автором

Восточная рифтовая долина находится в переменнно-влажной области субэкваториального климатического пояса. Для этого района характерно 2 влажных сезона (март-май и октябрь-декабрь). Между ними возникает сухой промежуток, длящийся с июня по сентябрь. Средние температуры возвышенной части Восточной рифтовой долины варьируют от +17 в июле до +20°C во время влажных сезонов. В южной части данной долины температурный фон более высокий, так как абсолютные высоты преимущественно ниже 1 000 м, и средние температуры года составляют +23°C - +27°C в июле и марте соответственно (<http://en.climate-data.org/>). При этом по всей рифтовой долине количество выпадающих атмосферных осадков колеблется от 600 до 1 000 мм за год (Hughes, Hughes, 1992; Атлас мира, 2011).

В Южной рифтовой долине на юго-западе Танзании с июня по сентябрь, в холодные и сухие периоды, наблюдается влияние юго-восточных пассатов. Среднегодовые показатели количества осадков варьируют от 650 до 1 000 мм. Больше всего осадков выпадает в дождливый период, который длится с ноября по апрель. Температуры за год в среднем составляют около +20°C (<http://www.lakerukwabasin.co.tz/>).

Мезофильная растительность Восточно-Африканской рифтовой зоны типична для саванны. Для большей части рифтовой зоны характерна такая древесная растительность, как акация, баобаб и веерная пальма. Лишь северную часть рифтовой долины можно охарактеризовать как переходную область от пустыни к опустыненной саванне с разреженной ксерофитной растительностью в виде дернинных злаков и акаций (Рябчиков, 1988).

В Эфиопской рифтовой долине, во всём районе Восточно-Африканского разлома, сосредоточено наибольшее количество (12 из 21) изученных бессточных озёр (см. рис. 11 и табл. 2). Самое крупное озеро – это Туркана (Рудольфа), расположенное в южной части Эфиопского рифта с площадью более 6 тыс. км². Наибольшая плотность сосредоточения рифтовых бессточных озёр находится между 9° и 5° с. ш. от озера Кока до озера Чамо, где абсолютные высоты в среднем составляют 1 500 м. Ниже всего расположено озеро Аббе в районе Афарской впадины на высоте менее 250 м над уровнем моря (Атлас мира, 2011; Hughes, Hughes, 1992).

Восточная рифтовая долина представлена 7 озёрами (см. рис. 11 и табл. 2). В северной части данного региона некоторые водоемы расположены на высотах более 1 500 м, среди них озеро Найваша – самый высокий водоем Африканского разлома (1 890 м) (Hughes, Hughes, 1992). Площади бассейнов северной части небольшие, едва превышают 100 км². Наиболее крупные водоемы, площади которых превышают 1 тыс. км², расположены в южной части Кенийской рифтовой долины: Маньяра, Эяси и Натрон. Южная рифтовая долина представлена двумя озёрами: Руква и Масоко (Hughes, Hughes, 1992). Они

располагаются между двумя крупнейшими рифтовыми озёрами: Танганьика и Малави (Атлас мира, 2011). Данные водоемы отмечены на рис. 11 и упомянуты в табл. 2.

Таблица 2. Региональное распределение озёр внутреннего стока в пределах Великого Африканского разлома. Составлено автором

Регион	Озеро (а)	Страна (ы)
Эфиопская рифтовая долина	Абая, Абьятта, Аваса, Зивай, Кока, Лангано, Чамо, Чоу-Бахр, Шала	Эфиопия
	Аббе	Эфиопия/Джибути
	Туркана (Рудольфа)	Эфиопия/Кения
	Лоджипи	Кения
Восточная рифтовая долина (рифт Грегори)	Баринго-Богория, Магади, Найваша, Накуру-Элементайта,	Кения
	Маньяра, Натрон, Эяси	Танзания
Южная рифтовая долина (частично рифт Альбертин)	Руква, Масоко	Танзания

Показатели стока в рифтовой долине Африки неоднородны, и значения их варьируют от 5 – 10 мм/год в районе озера Аббе до 200 мм/год в южной рифтовой долине, где расположены озёра Руква и Масоко. В остальных частях показатели стока колеблются от 20 до 50 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

2.10. Африка. Регион пустыни Калахари. Пустыня Калахари располагается в южной части африканского континента, занимая площадь более 900 тыс. км² (Бабаев и др., 1986). Данная пустынная область находится в среднем на высотах 900 – 1 000 м над уровнем моря. С запада отделена от пустыни Намиба горными массивами со средними высотами 1 500 м (Атлас мира, 2011). На востоке холмистая часть Калахари переходит в область Драконовых гор с высотами более 1 000 м (Бабаев и др., 1986). На юге пустыня Калахари продолжается в более возвышенную область Карру, которая примыкает к Капским горам. На севере переходит Южноафриканское плоскогорье, которое не отличается засушливыми условиями (Атлас мира, 2011).

Характерной чертой рельефа Калахари является наличие пологих впадин, которые называются паны (Рябчиков, 1988). Эти впадины образовались за счет деятельности вод, под влиянием которых происходило растворение и разрушение поверхностных пород, и действия ветра, обеспечивавшего вынос мелкозема. Во влажные периоды эти формы рельефа могут заполниться водой (Браун, 1976).

Климат пустыни Калахари можно охарактеризовать как засушливый и жаркий, так как пустыня находится в тропическом климатическом поясе. При этом для данной области характерен теплый и влажный сезон (ноябрь – апрель), а также холодный и сухой сезон с

песчаными бурями в некоторых областях региона (Петров, 1973; Рябчиков, 1988). Среднее годовое количество осадков в пустыне Калахари составляет от 250 до 500 мм. Больше всего их выпадает на севере, а на юге и юго-востоке может быть даже меньше 250 мм за год. В теплый период температуры могут превышать +25°C (Рябчиков, 1988; <http://en.climate-data.org/>), в то время как зимой значения варьируют в районе +20°C (Атлас мира, 2011).

Показатели стока в пустыне Калахари колеблются от 5 до 20 мм (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998). Наибольшие значения зафиксированы в восточных районах, расположенных недалеко от Драконовых гор. Уменьшение значений стока наблюдается при движении на запад к пустыне Намиб и на юг к аридным областям севернее реки Оранжевая, где показатели могут быть ниже 5 мм (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

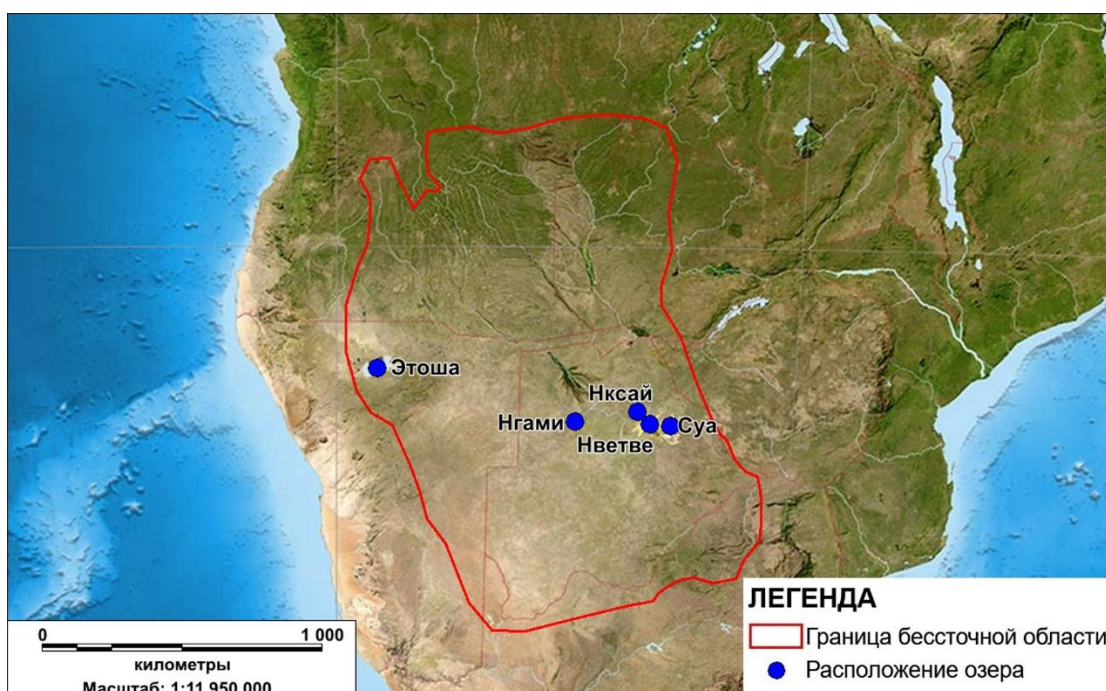


Рисунок 12. Расположение озёр пустыни Калахари. Составлено автором

В Калахари изменение растительности происходит при движении с севера на юг в сторону ксерофитизации. На севере хорошо развит кустарничковый полесок и злаковый покров. Здесь произрастают растения типичной саванны, такие как баобаб, акации, *Isobertinia* и *Brachystegia* (Вальтер, 1975; Рябчиков, 1988). Южнее видовое разнообразие растительности беднеет. В районе реки Окаванго в конце плейстоценового периода было озеро. В настоящее время это заболоченная местность, заросшая камышом и папирусом. Сухие регионы, в основном, заняты редколесьем из акаций и молочайных (Вальтер, 1975). В южной части Калахари имеется разреженное редколесье из акаций и диких оливковых

деревьев, а также заросли ксерофитных кустарников. В более пустынных регионах юга Калахари преобладают низкорослые акации, суккулентные кустарники, такие как алоэ и молочайные, растущие на песке (Рябчиков, 1988).

В Центральном Калахари находится одна из крупных впадин (панов) под названием Макгадикгади Пан (Браун, 1976). Макгадикгади Пан – это группа впадин, состоящая из таких эфемерных водоемов, как Суа (Соа), Нветве (Нвету) и Нксай (см. рис. 12). В позднем плейстоцене Макгадикгади Пан включал в себя озеро Нгами (Heine, 1978; Heine, 1979), расположенное ныне примерно в 300 км западнее от крупного соленого озера (см. рис. 12). Макгадикгади Пан – один из низких участков Калахари, сосредоточенных на высоте чуть меньше 900 м (Heine, 1978; Heine, 1979). На западе пустыни Калахари расположен солончак Этоша, находящийся на высоте более 1 000 м (Hirondoka, 2005; Атлас мира, 2011).

2.11. Австралия. Австралийская бессточная область. Рельеф Австралии преимущественно равнинный за исключением восточной части материка, где расположены Большой Водораздельный хребет и Австралийские Альпы с высотами от 700 до 1 000 м над уровнем моря (Атлас мира, 2011). Западную часть Австралии, как и центральную, следует охарактеризовать как плоскогорную со средними высотами в 400 – 500 м (Петров, 1973). В центральной части встречаются области выхода щитов (<http://www.ga.gov.au/>). Южнее центральной части расположена низменная область. На сегодняшний момент рассматриваемые территории – это области эфемерных водоемов (*плайя*), где в прошлом были сосредоточены крупные озера. Здесь представлены бассейны рек Муррей и Дарлинг, а также озеро Эйр (Рябчиков, 1988). На юге Австралии находится карстовая равнина Налларбор с выходом на побережье Большого Австралийского залива (Петров, 1973).

Австралия расположена в основном в области тропического климатического пояса. Температуры более теплого сезона (декабрь – февраль) в среднем выше +20°C, иногда достигают +30°C и выше (<http://en.climate-data.org/>). В более холодный сезон (июнь – август) в аридных регионах показатели варьируют от +20°C и ниже (средний показатель в районе +15°C). Характерно усиление континентальности климата на большей части территории при движении вглубь материка. (Рябчиков, 1988).

Влага достается северным и северо-восточным областям Австралии, т. е. полуостровам Арнемленд и Кейп-Йорк, для которых характерен субэкваториальный климат. При продвижении воздушных масс вглубь материка количество осадков уменьшается от 1 000 мм в ранее упомянутых областях до 100 мм в районе 15° ю. ш. (Рябчиков, 1988; <http://en.climate-data.org/>). В районе тропиков среднегодовое количество осадков составляет 250 – 300 мм (<http://en.climate-data.org/>). Период с ноября по апрель – это период выпадения дождевых

осадков на большей части Австралии, а именно время, когда наблюдаются самые высокие температуры (Рябчиков, 1988).

Большая часть Австралии находится в бессточной области. При движении на запад отмечается тренд к уменьшению стока, хотя в центральной Австралии показатели поверхностного стока и так незначительны и составляют всего 5 – 10 мм/год (Атлас «Природа и ресурсы Земли», 1998).

Флора пустынной Австралии представлена вечнозелеными кустарничковыми зарослями – скрэбами. Австралийская пустынная флора произрастает на типичных для данной местности красных пустынных почвах. В центральных областях, помимо скрэбов, произрастают кустарничковые акации (Вальтер, 1975). На Западно-Австралийском плоскогорье и Центральной равнине преобладают злаковые растения: трава Митчелла и триодия (Рябчиков, 1988). На самом Налларборе отмечены такие виды флоры, как лебеда, эвхилена, солянка и семитрянка, а также акации и изредка соленовыносливые эвкалипты (Беликович, 2012).

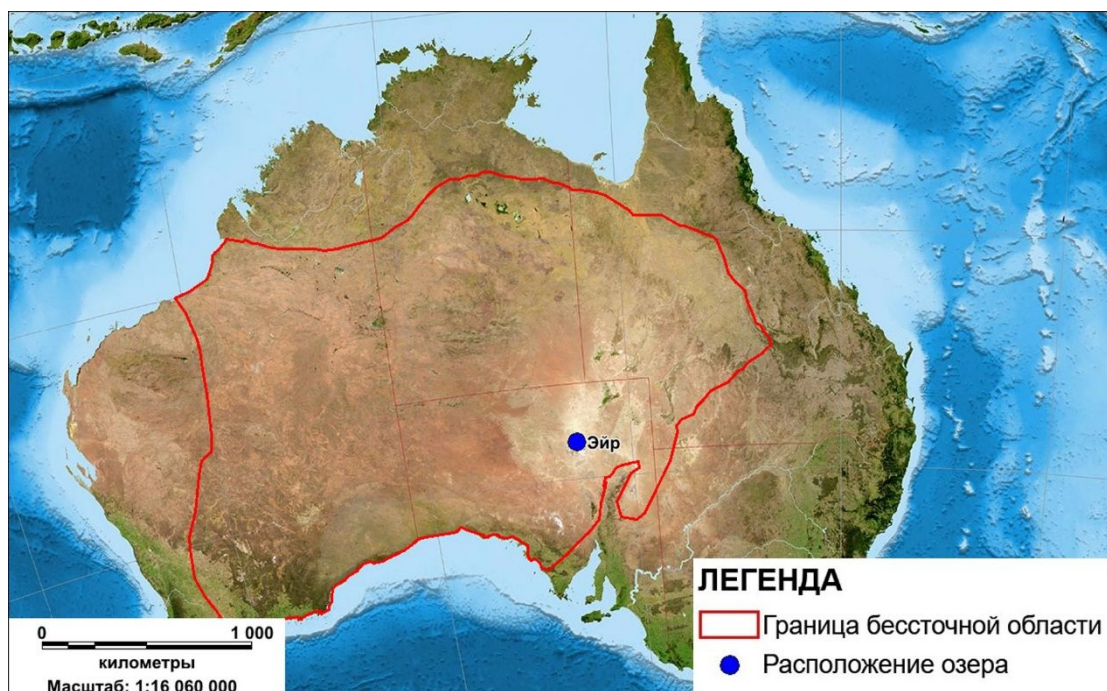


Рисунок 13. Австралийская бессточная область. Составлено автором

В данной работе изучено только озеро Эйр (см. рис. 13), так как имеется достаточно информации о состоянии его бассейна в период максимума последнего оледенения.

Глава 3. Состояние бессточных озёр в период максимума последнего оледенения

В этой главе дается характеристика бессточных озёр в период максимума последнего оледенения, которое именуется на английском языке как Last Glacial Maximum (LGM). Рассматриваемый период длился с 23 до 19 тыс. л. н. (Encyclopedia..., 2009; калиброванный возраст), совпадая по времени с морской изотопной стадией «МИС 2», приходящейся на интервал от 24 до 12 тыс. л. н. (Aitken, Stokes, 1997). Для периода максимума последнего оледенения характерны глобальные климатические изменения в сторону похолодания. Это сопровождалось снижением температуры поверхности Мирового океана, увеличением значения альбедо Земли и изменением атмосферных и океанических циркуляций. Подобные условия привели к снижению температуры на планете (Clark, Mix, 2002).

Обобщённая картина положения уровней озёр и солёности их вод в период LGM представлена в табл. 1. Таблица, первоначально состоявшая из 18 озёр, была составлена Амосовым М. И. в его статье «Озёра и растительность Центральной Азии во время максимума последнего оледенения» (Амосов, 2014). В данной работе автор составил табл. 3, добавив 88 озёр. Рассматриваемая таблица раскрывает не только географическое положение озёр, но и их состояние в период LGM по сравнению с сегодняшними условиями. За основу берутся следующие факторы: изменение уровня озера и его солёность. Многие озёра, представленные в табл. 3 подвергались иссушению за счет преобладающих аридных условий на Земле. Таким образом, за счет понижения уровня озёр солёность водоемов возрастала. В других случаях при повышении уровня водного зеркала водоемов за счет поступления осадков или активной деятельности впадающих в бассейн рек озёра опреснялись.

В главе 3 рассматривается состояние каждого из 10 регионов в период максимума последнего оледенения (в данной главе бессточный регион Малой Азии упомянут в разделе 3.4 вместе с Евразийской бессточной областью).

Таблица 3. Состояние бессточных озёр мира во время максимума последнего оледенения

№	Название озера	Страна	Широта, град	Долгота, град	Современный уровень озера, м	Соленость вод в период LGM (по сравнению с настоящим временем)	Уровень озера в период LGM (по сравнению с настоящим временем)	Источники
Северная Америка. Большой бассейн								
1	Большое Соленое	США	41°10' с. ш.	112°40' з. д.	1283	Ниже	Выше: +157 м	Grayson, 2011
2	Юта	США	40°15' с. ш.	111°48' з. д.	1368	Ниже	Выше: +72 м	Grayson, 2011
3	Севир	США	38°56' с. ш.	113°10' з. д.	1386	Ниже	Выше: +54 м	Grayson, 2011
4	Бэр	США	42° с. ш.	111°20' з. д.	1805	Ниже	Выше	Grayson, 2011
5	Пирамид	США	40° с. ш.	119°35' з. д.	1160	Ниже	Выше: +104 м	Grayson, 2011
6	Уиннемака	США	40°07' с. ш.	119°20' з. д.	1150	Ниже	Выше: +114 м	Grayson, 2011
7	Гумбольдт	США	40° с. ш.	118°37' з. д.	1187	Ниже	Выше: +77 м	Grayson, 2011
8	Карсон	США	39°53' с. ш.	118°21' з. д.	1210	Ниже	Выше: +54 м	Grayson, 2011
9	Сода	США	39°32' с. ш.	118°52' з. д.	1251	Ниже	Выше: +13 м	Grayson, 2011
10	Хани	США	40°15' с. ш.	120°21' з. д.	1332	Ниже	Выше	Grayson, 2011
11	Уолкер	США	38°41' с. ш.	118°44' з. д.	1197	Ниже	Выше: +67 м	Grayson, 2011
12	Моно	США	38°01' с. ш.	119°01' з. д.	1945	Ниже	Выше: +215 м	Orme, 2008
13	Оуэнс	США	36°26' с. ш.	117°57' з. д.	1084	Ниже	Выше: +61 м	Orme, 2008
14	Серлс	США	35°46' с. ш.	117°20' з. д.	493	Ниже	Выше: +202 м	Orme, 2008
15	Манли	США	36° с. ш.	116°48' з. д.	-86	Ниже	Выше: +87 м	Orme, 2008
16	Панаминт	США	36°04' с. ш.	117°15' з. д.	317	Ниже	Выше: +38 м	Orme, 2008
17	Мохаве	США	35°14' с. ш.	116°05' з. д.	276	Ниже	Выше: +11 м	Orme, 2008
18	Маникс	США	35° с. ш.	116°35' з. д.	545	Ниже	Выше: +26 м	Orme, 2008
Северная Америка. Сонора и Мексиканское нагорье								
19	Сан Фелипе	Мексика	31°08' с. ш.	115°15' з. д.	400	Ниже	Выше	Roy et al., 2012

20	Бабикура	Мексика	29°22' с. ш.	107°48' з. д.	2143	Ниже	Выше	Chávez-Lara et al., 2012
21	Паломас	Мексика	30°35' с. ш.	106°31' з. д.	1190	Ниже	Выше: более 20 – 30 м	Reeves Jr., 1965
22	Эстанция	США	34°46' с. ш.	106°04' з. д.	1890	Ниже	Выше: +30 м	Allen, Anderson, 2005; Allen, 2005
23	Пацкуаро	Мексика	19°38' с. ш.	101°38' з. д.	1920	Ниже	Выше	Watts, Bradbury, 1982; Bradbury, 2000
24	Куитцео	Мексика	19°56' с. ш.	101°05' з. д.	1840	Ниже	Выше	Metcalfé, 2006
Южная Америка. Альтиплано, Пампа, Патагония								
25	Титикака	Боливия/Перу	16° ю. ш.	68°50' з. д.	3815	Ниже	Выше	Baker et al., 2001; Ybert 1992
26	Койпаса-Уюни (комплекс солончаков)	Боливия	20°11' ю. ш.	67°32' з. д.	3653	Ниже	Выше: +15 м Более: +100 м	Baker et al., 2001; Betancourt et al., 2000; Fritz et al., 2007; Sylvestre et al., 2009
27	Салар де Атакама	Чили	23°30' ю. ш.	68°25' з. д.	2300	Ниже	Выше	Bobst et al., 2001
28	Озёра Лехия/Мисканти	Чили	23°44' ю. ш.	67°46' з. д.	4140	Ниже	Выше	Grosjaen, 1994; Grosjaen et al., 2001
29	Бассейн Санта Мария/Кебрада дель Торо	Аргентина	25° ю. ш.	66° ю. ш.	2000	Ниже	Выше: +70 м	Trauth, Strecker, 1999; Trauth et al., 2000
30	Мар Чикита	Аргентина	30° ю. ш.	62° з. д.	72	Нет данных	Нет данных	Piovano et al., 2008
31	Салинас Бебедеро	Аргентина	33°33' ю. ш.	67° з. д.	380	Ниже	Выше	González, 1994; González, Maidana, 1998
32	Кари Лауфкен	Аргентина	41°13' ю. ш.	69°42' з. д.	800	Ниже	Выше	Galloway et al., 1988

33	Кардиэль	Аргентина	49° ю. ш.	71°25' з. д.	276	Ниже	Выше: +12 м	Stine, Stine et al., 1990
Евразия. Евразийская бессточная область, Малая Азия								
34	Каспийское море	Россия/Азербайджан/Иран/Туркмения/Казахстан	42° с. ш.	51° в. д.	-27 – -28	Ниже	Выше: +28 м	Свиточ и др., 1998
35	Аральское море	Казахстан/Узбекистан	45° с. ш.	60° в. д.	53	Нет данных	Выше: +72 – 73 м;	Мурзаева и др., 1982; Пшенин и др., 1984; Серебрянный и др., 1980
							Ниже: - 17 м	Кесь, 1991; Севастьянов и др., 1991
36	Балхаш	Казахстан	46° с. ш.	75° в. д.	342	Ниже (или как в настоящий момент)	Выше: +10 – 15 м и более	Верзилин, 1987; Джуркашев, 1972; Севастьянов и др., 1991
37	Зайсан	Казахстан	48° с. ш.	84° в. д.	386	Нет данных	Выше: +3 – 5 м и более	Севастьянов и др., 1991
38	Иссык-Куль	Кыргызстан	42° с. ш.	77° в. д.	1607	Ниже	Выше: +33 м	Мурзаева и др., 1982, Севастьянов и Смирнова, 1986; Севастьянов и др., 1991
39	Сонг-Кёль	Кыргызстан	41°51' с. ш.	75°09' в. д.	3013	Ниже	Выше: +30 м	Севастьянов и др., 1992; Шнитников, 1980
40	Чатыр-Кёль	Кыргызстан	40°38' с. ш.	75°17' в. д.	3530	Ниже	Выше: +12 м	Максимов, 1992; Севастьянов и др.,

								1992, Шнитников, 1980
41	Каракуль	Таджикистан	39°01' с. ш.	73°27' в. д.	3914	Ниже	Выше: +15 – 18 м	Никонов и др., 1979; Севастьянов и др., 1992
42	Убсу-Нур	Монголия/Россия	50°20' с. ш.	92°45' в. д.	753	Нет данных	Выше: +50 м	Девяткин и др., 1978, Чистяков и Селиверстов, 1998 Grunert, Lehmkuhl, 2004
							Ниже	
43	Хяргас-Нуур	Монголия	49°10' с. ш.	93°21' в. д.	1028	Нет данных	Выше: +20 – 30 м	Девяткин и др., 1978
44	Манас	Китай	45°24' с. ш.	86° в. д.	251	Выше (?)	Ниже (?)	Rhodes et al., 1996
45	Баркель	Китай	43°36' с. ш.	93° в. д.	1575	Ниже	Выше	Yu et al., 2003
46	Солончак Лобнор	Китай	39°48' – 40°48' с. ш.	90°12' – 91°24' в. д.	780	Ниже	Выше	Yu et al., 2003
47	Тяньшуйхай	Китай	35°42' с. ш.	79°24' в. д.	4800	Нет данных	Выше: +40 м	Yu et al., 2003
48	Аксайчин	Китай	35°12' с. ш.	79°48' в. д.	4840	Нет данных	Выше: +3 – 4 м и более	Yu et al., 2003
49	Аччиккель	Китай	37°06' с. ш.	88°24' в. д.	4225	Нет данных	Выше: +50 м	Yu et al., 2003
50	Улан-Ула-Нур	Китай	34°48' с. ш.	90°30' в. д.	4854	Нет данных	Выше: +1,5 м	Yu et al., 2003
51	Солончак Чархан-Яньху	Китай	36°36' – 37°12' с. ш.	93°42' – 96°12' в. д.	2677	Ниже	Выше	Yu et al., 2003
52	Кукунор (Цинхай)	Китай	36°59' с. ш.	100°02' в. д.	3205	Нет данных	Ниже	Yu et al., 2003
53	Байджан	Китай	39°12' с. ш.	104°30' в. д.	1286	Нет данных	Ниже	Yu et al., 2003
54	Дайхай	Китай	40°36' с. ш.	112°24' в. д.	1221	Нет данных	Ниже	Yu et al., 2003
55	Нам-Цо	Китай	30°30' - 30°35' с. ш.	90°16' - 91°03' в. д.	4722	Ниже	Выше: +29 м	Schütt et al., 2008
							Выше	
56	Цо Кар	Индия	33°20' с. ш.	78° в. д.	4527	Ниже	Выше	Wünnemann et al., 2008
						Схожая	Схожий	

57	Чабыер-Цака	Китай	31°35' с. ш.	84°07' в. д.	4421	Ниже	Выше	Wang et al., 2002
58	Зерибар	Иран	35°30' с. ш.	46°06' в. д.	1285	Ниже	Выше	van Zeist, Wright, 1963
59	Туз	Турция	38°50' с. ш.	33°20' в. д.	905	Ниже	Выше: +109 м	Naruse et al., 1997
60	Конья	Турция	37°30' с. ш.	32°26' в. д.	1000	Ниже	Выше: +14 м	Naruse et al., 1997
Евразия. Пустыни Аравийского полуострова								
61	Мертвое море	Израиль/Иордания	31°29' с. ш.	35°29' в. д.	-397	Ниже	Выше: +125 м	Bartov et al., 2000
62	Тивериадское	Израиль	32°48' с. ш.	35°36' в. д.	-215	Ниже	Выше	Bartov et al., 2000; Machlus et al., 2000
63	Тайма	Саудовская Аравия	27°37' с. ш.	38°32' в. д.	801,5	Нет данных	Ниже	Wellbrock et al., 2011
64	Авафи	ОАЭ	25°43' с. ш.	57°56' в. д.	8	Нет данных	Ниже	Parker et al., 2004
65	Аль-Хава	Йемен	15°52' с. ш.	46°52' в. д.	710	Нет данных	Ниже	Lezine et al., 1998
Евразия. Пустыня Тар								
66	Самбхар	Индия	27° с. ш.	75° в. д.	360	Выше	Ниже	Roy et al., 2016
67	Дидвана	Индия	27°20' с. ш.	74°35' в. д.	336	Выше	Ниже	Roy et al., 2016
68	Лункарансар	Индия	28°30' с. ш.	73°45' в. д.	191	Нет данных	Ниже	Roy et al., 2016
69	Бап-Малар	Индия	27°18' с. ш.	72°24' в. д.	188	Выше	Ниже	Roy et al., 2016
70	Канод	Индия	27°08' с. ш.	71°14' в. д.	113	Нет данных	Ниже	Roy et al., 2016
Африка. Пустыня Сахара								
71	Шотт эль-Джерид	Тунис	33°42' с. ш.	8°26' в. д.	17	Нет данных	?	http://kcl.ac.uk/
72	Шотт Мельгир	Алжир	34°20' с. ш.	6°20' в. д.	-26	Нет данных	?	http://kcl.ac.uk/
73	Шотт эль Одна	Алжир	35°30' с. ш.	4°50' в. д.	1000	Нет данных	?	http://kcl.ac.uk/
74	Шотт Шерги	Алжир	34°21' с. ш.	0°30' в. д.	1027	Нет данных	?	http://kcl.ac.uk/
75	Умм эль-Маа	Ливия	26°43' с. ш.	13°20' в. д.	446	Нет данных	Ниже	http://kcl.ac.uk/
76	Габерун	Ливия	26°48' с. ш.	13°32' в. д.	Около 450	Нет данных	Ниже	http://kcl.ac.uk/

77	Мандара	Ливия	26°41' с. ш.	13°18' в. д.	Около 450	Нет данных	Ниже	http://kcl.ac.uk/
78	Чад	Чад/Нигер/Нигерия/Камерун	13°12' с. ш.	14°01' в. д.	280	Нет данных	Ниже	Armitage et al., 2015
79	Боделе	Чад	17° с. ш.	18° в. д.	155	Нет данных	Ниже	Armitage et al., 2015
Африка. Восточно-Африканский рифт								
80	Аббе	Джибути/Эфиопия	11°10' с. ш.	41°45' в. д.	243	Выше	Ниже	Gasse, 1977; Gasse et al., 1980
81	Кока	Эфиопия	8°28' с. ш.	39°10' в. д.	1590	Нет данных	Ниже (?)	Hughes, Hughes, 1992
82	Зивай	Эфиопия	7°54' с. ш.	38°45' в. д.	1636	Выше	Ниже	Foerster et al. 2012
83	Абьята	Эфиопия	7°36' с. ш.	38°36' в. д.	1573	Выше	Ниже	Foerster et al. 2012
84	Лангано	Эфиопия	7°36' с. ш.	38°43' в. д.	1582	Выше	Ниже	Foerster et al. 2012
85	Шала	Эфиопия	7°35' с. ш.	38°35' в. д.	1558	Выше	Ниже	Foerster et al. 2012
86	Аваса	Эфиопия	7°03' с. ш.	38°27' в. д.	1708	Нет данных	Ниже	Barboni et al., 1999
87	Абая	Эфиопия	6°07' с. ш.	37°38' в. д.	1285	Нет данных	Ниже (?)	Hughes, Hughes, 1992
88	Чамо	Эфиопия	5°56' с. ш.	37°32' в. д.	1235	Нет данных	Ниже (?)	Hughes, Hughes, 1992
89	Чоу-Бахр	Эфиопия	4°43' с. ш.	36°57' в. д.	520	Выше	Ниже	Foerster et al. 2012
90	Туркана	Эфиопия/Кения	3°29' с. ш.	36°17' в. д.	360,4	Нет данных	Ниже	Kiage, Liu, 2006
91	Лоджипи	Кения	2°14' с. ш.	36°34' в. д.	264	Нет данных	Ниже	Kiage, Liu, 2006
92	Баринго-Богория	Кения	0°15' – 0°38' с. ш.	36°05' – 36°06' в. д.	960 – 975	Нет данных	Ниже	Kiage, Liu, 2006
93	Накуру-Элементайта	Кения	0°22' – 0°25' ю. ш.	36°05' – 36°15' в. д.	1759 – 1776	Выше	Ниже	Gasse, 2000
94	Найваша	Кения	0°45' ю. ш.	36°20' в. д.	1890	Нет данных	Ниже	Gasse, 2000

95	Магади	Кения	1°52' ю. ш.	36°16' в. д.	579	Выше	Ниже	Gasse, 2000; Roberts et al., 1993
96	Натрон	Танзания	2°25' ю. ш.	36° в. д.	600	Нет данных	Ниже	Barker, Gasse, 2003
97	Маньяра	Танзания	3°35' ю. ш.	35°49' в. д.	960	Нет данных	Ниже	Barker, Gasse, 2003
98	Эяси	Танзания	3°35' ю. ш.	35° в. д.	1030	Нет данных	Ниже (?)	Hughes, Hughes, 1992
99	Руква	Танзания	8° ю. ш.	32°25' в. д.	792	Выше	Ниже	Barker et al., 2002; Barker, Gasse, 2003; Kiage, Liu, 2006
100	Масоко	Танзания	9°20' ю. ш.	33°45' в. д.	840	Выше	Ниже	Barker, Gasse, 2003; Kiage, Liu, 2006
Африка. Пустыня Калахари								
101	Этоша (солончак)	Намибия	18°47' ю. ш.	16°16' в. д.	1065	Выше	Ниже	Hipondoka, 2005
102	Нветве Пан	Ботсвана	20°39' ю. ш.	25°13' в. д.	910	Выше	Ниже	Heine, 1978; Heine, 1979
103	Суа Пан	Ботсвана	20°45' ю. ш.	25°57' в. д.	890	Выше	Ниже	Heine, 1978; Heine, 1979
104	Нксай Пан	Ботсвана	19°54' ю. ш.	24°45' в. д.	Около 900	Выше	Ниже	Heine, 1978; Heine, 1979
105	Нгами	Ботсвана	20°30' ю. ш.	22°40' в. д.	932	Выше	Ниже	Heine, 1978; Heine, 1979
Австралия. Австралийская бессточная область								
106	Эйр	Австралия	28°22' ю. ш.	137°22' в. д.	от -9 до -15 м	Нет данных	Ниже: -1 – 7 м	Magee et al., 1995, Борисова, 2008

3.1. Большой бассейн и пустыня Мохаве. Озеро Бонневиль неоднократно претерпевало повышения уровня водного зеркала. Водоем начал расти незадолго до начала периода максимума последнего оледенения (примерно 26,5 тыс. л. н.), а уже во время рассматриваемого периода (примерно 22,5 тыс. л. н.) на высоте 1 372 м сформировалась береговая терраса Стэнсбери. В таком состоянии озеро Бонневиль охватывало лишь два соседствующих озёра: Большое Солёное и Юта. Далее позднеплейстоценовый водоем достиг уровня в 1 440 м, от которого осталась другая береговая терраса под названием Суб-Прово. В рамках периода LGM данная отметка является максимальной. Тем не менее в период дегляциации озеро не уменьшалось, и 15 тыс. л. н. Бонневиль достиг максимального уровня в 1 626 м. Тогда площадь водоема простиралась более чем на 50 тыс. км² (Grayson, 1993; Grayson, 2011).

В начале периода максимума последнего оледенения (примерно 23,2 тыс. л. н.) озеро Лахонтан уже охватывало бассейны большинства прилежащих водоемов за исключением Хани. В данный период озеро было на уровне 1 254 м. Примерно через 2 тыс. лет (около 21 тыс. л. н.) уровень озера Лахонтан увеличился до 1 264 м, а площадь акватории стала более 13 тыс. км². Эти показатели были максимальными для палеоозера в рамках периода LGM. Однако Л. Бенсон в своей статье (Venson, 2004) утверждает, что озеро Лахонтан достигло максимума примерно 14,5 тыс. л. н., когда оно было на уровне 1 335 м, а площадь акватории составлял более 21 тыс. км².

Для низменных озёр пустыни Мохаве, расположенных на высотах менее 300 м над уровнем моря, 35 – 10 тыс. л. н. характерны условия постоянных мелководных водоемов, которые также были солеными (Orme, 2008). Наибольший рост уровня водоемов (на 200 м и более) во время максимума последнего оледенения отмечен в озерах Моно и Серлс (Orme, 2002). Эти данные были подтверждены с применением $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ – датирования в статьях Лоуэнштейна и Форестера с соавторами (Lowenstein, 2002; Forester et al., 2005). Более подробно об изменениях уровней других озёр можно ознакомиться с табл. 3.

3.2. Пустыня Сонора и Мексиканское нагорье. Климатические условия данного региона следует охарактеризовать следующим образом: зимы довольно мягкие, осадки преобладают; лето – холодное и сухое. Озера мексиканских регионов наполнялись благодаря зимним осадкам, приносимым западными ветрами. Таким образом, как и в Большом бассейне, так и в пустынях Сонора, Чиуауа (район Северной Месы Мексиканского нагорья) и в юго-западной части Центральной Месы, в позднем плейстоцене было влажнее, чем сегодня, а средняя температура была на 5 – 6°С ниже современной (Bradbury et al., 2000; Metcalfe, 2006).

В пустыне Сонора, к сожалению, обнаружено мало озёрных осадков и окаменелых останков, которые могли бы воссоздать четкую хронологию прошлых событий. Лучше всего отображены озёрные отложения в бассейне эфемерного озера Сан Фелипе (Ortega et al., 1999; Lozano Garcia et al., 2002). Установлено, что в позднем плейстоцене были достаточно влажные условия (см. табл. 3). Озеро Сан Фелипе имело постоянные воды в бассейне вплоть до 12 тыс. л. н. (Metcalfе, 2006).

Озеро Бабикора (2 200 м над уровнем моря), расположенное в пустыне Чиуауа, в период LGM было теплым и слабосоленым (0,5 – 4‰). Палеоинформация по озеру Бабикора была взята из остракодов, которые существовали в позднем плейстоцене до 12 тыс. л. н. Изменения климатических условий в этот период способствовало иссушению водоема. На сегодняшний день озеро Бабикора – эфемерное (Chávez-Lara et al., 2012). На севере пустыни Чиуауа расположено озеро Эстанция, где примерно 24 тыс. л. н. установились постоянные плювиальные условия, которые сохранились вплоть до конца позднего плейстоцена. Это было подтверждено исследованием возраста террас, расположенных на 30 м выше современного уровня. Изменение уровня вод подтвердили данные по остракодам. В период LGM произошла смена сололюбивых представителей на пресноводные, останки которых были найдены в верхних террасах бассейна Эстанции (Allen, 2005). Для озера Паломас также характерно повышение уровня водного зеркала. Это отмечено в ходе датирования террас палеобассейна, возраст которых соответствует периоду максимума последнего оледенения. Высота этих террас колебалась от 20 до 30 м и выше (Reeves Jr., 1965).

В регионе Мексиканского нагорья изучены слои отложений в бассейнах озёр Патцкуаро и Куитцео, демонстрирующие повышение уровня водоемов в период LGM (Metcalfе, 2006). В регионе озера Патцкуаро во время позднего плейстоцена тоже были влажные условия (Watts, Bradbury, 1982; Bradbury, 2000). На сегодняшний день, этот водоем остался постоянным, хотя и уменьшился в размерах (см. табл. 3). Уровень зеркала озера Куитцео в период максимума оледенения вплоть до голоцена тоже был выше современного, позднее он начал опускаться из-за иссушения (Metcalfе, 2006).

3.3. Южноамериканское Альтиплано, Пампа и Патагония. В бассейне озера Тиктикака были обнаружены донные осадки, подтверждающие, что водоем 25 – 15 тыс. л. н. был глубоким и пресноводным (Baker et al., 2001). Примерно 23 – 21 тыс. л. н., исходя из U-Th датирования, в районе нынешнего солончака Койпаса-Уюни было озеро глубиной в 15 м (Blard et al., 2011). Салар де Атакама имел высокий уровень стояния воды 26 – 16 тыс. л. н. (Bobst et al., 2001). Отмечено, что озера Лехия/Мисканти были глубже и преснее (Sylvestre, 2009). Что касается озера Санта Мария/Кебрада дель Торо, то до периода LGM

оно было на 70 м выше современного уровня благодаря оползням, шедшим из окружающих данный бассейн горных массивов (см. табл. 3).

Озера Пампы (Салинас Бебедеро и Мар Чикита) также пополнялись за счет поступления талых вод из Андских гор в период максимума последнего оледенения. Однако не было обнаружено конкретной информации об их уровнях в данный период или о состоянии растительности в этих бассейнах.

В Патагонии водоемы Кари-Лауфкен и Кардиэль претерпели увеличение уровня стояния вод во время периода LGM. На уровень озёр влияла снеговая линия, которая опускалась к бассейнам этих озёр. В работе Р. Гэллоуэя с соавторами (Galloway et al., 1988) сказано о повышении уровня воды в бассейне Кари Лауфкен в период 21,7 – 15,2 тыс. л. н. В статье Брэдбери с соавторами (Bradbury et al., 2001) отмечен наиболее высокий уровень стояния воды в период 18,4 – 13 тыс. л. н., когда зеркало тогдашнего водоема было выше нынешнего на 55 м. Хотя во время периода максимума оледенения уровень озера превышал современный, его значения не достигали 55 м (см. табл. 3), зафиксированных во время периода отступления ледника (Cusminsky et al., 2011). В озере Кардиэль период трансгрессии оставил после себя осадки в виде озёрного ила. Возраст образцов, которые были найдены на высоте 12 м выше современного уровня зеркала озера Кардиэль, примерно равняется $20,7 \pm 0,32$ л. н. (см. табл. 3). Хотя предполагается, что водоем мог в период LGM достигать выше указанных 12 м (Stine, Stine, 1990).

Озёра регионов Альтиплано, Пампы и Патагонии пополнялись за счет того, что к их бассейнам спускались ледниковые шапки Андских гор. В период LGM аридизация климата происходила из-за ослабленного действия амазонского конвекционного центра, ветры которого дули в сторону Альтиплано. Есть также точка зрения, что южные регионы могли быть подвержены влиянию полярных иссушающих фронтов из Антарктиды и влажных западных ветров (Sylvestre, 2009).

3.4. Евразийская бессточная область и Малая Азия. В период LGM большинство озёр в Центральной Азии претерпели изменения в сторону увеличения уровня. Эти данные были получены в ходе геоморфологических и биостратиграфических исследований озёр следующих регионов: а) Каспийское море; б) Казахские и Туранские равнины; в) горы Тянь-Шаня и Памира; г) Западная Монголия; д) западно-китайские равнины и Северный Тибет; е) Внутренняя Монголия; ж) Центральный Тибет и Кашмир; з) Иранское нагорье; и) Передняя Азия и озёра Ближнего Востока.

Каспийское море в период максимума последнего оледенения имело более высокий уровень, чем сейчас, и данный период расширения площади озера назывался позднехва-

лынской трансгрессией. Во время названной трансгрессии уровень водного зеркала достигал отметки в 0 м, на 28 м превышая нынешнее значение (Свиточ и др., 1998). В докторской диссертации Яниной Т. А. (Янина, 2009) автор, основываясь на данных по малакофауне (остракодам), подтверждает данный уровень во время позднехвалынской трансгрессии, по времени совпадавшей с периодом LGM. Данные остракоды также указывают на солоноватоводные условия Каспия, где солёность составляла 11–12‰. Уровень Каспийского моря поднялся за счет усиленного потока воды из р. Волги и ее притоков, бравшие воды из подпрудных озёр, таких как Котласское, Сухонско-Костромское и Молого-Шекснинское. Данные водоемы в свою очередь пополнялись талыми водами ледника (Карпович, 2013).

Казахские и Туранская равнины. Уровень Аральского моря был повышен за счет наполнения водоема водами реки Аму-Дарья (Мурзаева и др., 1984; Пшенин и др., 1984; Серебрянный и др., 1980). Балхаш также имел повышенный уровень. Об этом свидетельствуют озёрные отложения, показывающие на пониженную солёность водоема в период LGM (Джуркашев, 1972). На фоне глобального похолодания озеро Зайсан было более полноводным, чем в настоящее время (Севастьянов, 1991). Более конкретная информация дана в табл. 3.

Горы Тянь-Шань и Памир. Озёра данного региона были в трансгрессивной фазе благодаря поступлению стока из ледников. Это положение подтверждается данными об опускании снеговой линии в горных местностях в период LGM, когда происходило обводнение водоемов. Также в бассейнах озёр Иссык-Куль (Мурзаева и др., 1984; Севастьянов и Смирнова, 1986; Севастьянов, 1991), Сонг-Кель (Шнитников, 1980; Севастьянов и др., 1992), Чатыр-Кель (Шнитников, 1980; Максимов, 1992; Севастьянов и др., 1992) и Каракуль (Никонов, 1979; Севастьянов и др., 1992) были обнаружены террасы с озёрными отложениями на высотах от 10 до 40 м с возрастом, сопоставимым с периодом LGM, которые также свидетельствуют в пользу менее солёных условий водоемов (табл. 3).

Западная Монголия. В условиях оледенения и всеобщего похолодания в период LGM произошло поднятие озёр Хяргас-Нуур и Убс-Нуур на высоты от 20 – 30 до 50 м соответственно (см. табл. 3). Согласно термо-люминисцентному датированию береговых осадков (возраст 26 тыс. лет и более), есть предположение, что бассейны водоемов были обводнены еще до периода максимума последнего оледенения (Девяткин и др., 1978; Чистяков и Селиверстов, 1999).

Равнины Западного Китая и Северный Тибет. Отложения вокруг озера Баркель и солончака Лоб Нор подтверждают предположение о более высоком стоянии воды (Yu et al., 2003). Что касается озера Манас, из-за отсутствия данных материалов нельзя оспорить предположение о понижении уровня зеркала водоема (Yu et al., 2003). В районе Северного

Тибета были найдены отложения, возраст которых колеблется от 8 до 25 тыс. лет. Они доказывают существование огромного Цайдамского озера. Следует обратить внимание на озеро Цинхай (Кукунор), в котором, ввиду его расположения в зоне влияния летнего восточноазиатского муссона, ослабленно действовавшего в период LGM, можно констатировать понижение уровня водоема в позднем плейстоцене (Yu et al., 2003). Подобная ситуация присутствует в озёрах Внутренней Монголии, где также была отмечена регрессивная тенденция в период максимума оледенения (Yu et al., 2003).

Для озёр *Центрального Тибета* и *Кашмира* характерна трансгрессивная тенденция развития озёр за счет поступления стока вод из ледников в бассейны озёр Нам Цо, Тсо Кар и Чабьер-Цака (Schütt et al., 2008; Wünnemann et al., 2008; Wang et al., 2002). В качестве доказательства были приведены флювиальные конусы выноса в бассейне вышеуказанных водоемов.

На озере Зерибар, которое располагается в горной цепи Загрос, примерно 20 тыс. л. н. (калиброванный возраст) зафиксирован максимальный уровень водоема при низких показателях солености (van Zeist, Wright, 1963). В Малой Азии в период LGM существовало палеозеро Конья, состоявшее из бассейна высохшего одноименного озера и водоема под названием Туз. Тогда уровень древнего озера, согласно палеолимнологическим данным, превышал современный на более, чем 100 м (Naruse et al., 1997; см. табл. 3). Оно также было подвержено влиянию западных ветров, приносивших осадки в зимние сезоны.

3.5. Пустыни Аравийского полуострова. За период максимума последнего оледенения в районе Аравийского полуострова накопились слои осадков эолового происхождения, представленные виде щебня, камней, гравия и песка. В рассматриваемом регионе, благодаря юго-западным ветрам, развивались дюны. Флювиальные осадки относятся к периоду отступления ледника и раннего голоцена. Их можно обнаружить в руслах вади и небольших озёрах (Wellbrock et al., 2011).

На северо-западе Аравийского полуострова расположен оазис Тайма, к северу от которого ранее существовало одноименное озеро. Как и на сегодняшний день, так и в период LGM – это пустынная депрессия с соляной коркой, где наиболее низкая точка расположена на высоте 801,5 м, а площадь бассейна – около 20 км² (Warren, Kendall, 1985). Подобные аридные условия подтверждены массивным слоем песчаных эоловых осадков. Однако озеро Тайма существовало до периода LGM с 34 до 24 тыс. л. н. (Schulz, Whitney, 1986), когда условия были гумидными. В данной котловине найдены осадки, отложившиеся именно в этом периоде (Wellbrock et al., 2011).

Авафи – район, расположенный на востоке Аравийской пустыни в районе полуострова Мусандам (Parker et al., 2004). Данное озеро на сегодняшний день также иссохло и

представляет собой котловину с окружающими песчаными дюнами (Goudie et al., 2000a; Goudie et al., 2000b). В период LGM в районе бассейна Авафи сформировался слой гравия на глубине 270 см и возрастом $17,7 \pm 1,8$ тыс. л. н., перекрытый железокрашенными песками.

В юго-западной части Аравийского полуострова изучена местность аль-Хава, находящаяся на юге пустыни Руб-эль-Хали. Здесь также существует депрессия, на месте которой находилось одноименное озеро. Однако в период LGM отсутствуют палеолимнологические и палинологические данные, которые бы подтвердили хоть какие-то условия формирования озёр. Все подобные данные датируются периодом оптимума голоцена (8,5 – 6 тыс. л. н.) (Lezine et al., 1998).

Для озёр Ближнего Востока, таких как Тивериадское и Мертвое море, также характерны повышенные уровни за счет зимних осадков при общей тенденции иссушения ландшафтов. Во время периода пред-LGM (25 тыс. л. н.; калиброванный возраст) эти два водоема составляли единое палеозеро Лисан, которое соединялось через реку Иордан и располагалось на высоте -164 м (Bartov et al., 2002). Хотя в период LGM (23 – 19 тыс. кал. л. н.) уровень позднеплейстоценового водоема упал до -270 м, тем не менее Мертвое море было выше современного более, чем на 100 м, если сравнить с нынешним показателем в -395 м (Атлас мира, 2011). Уровни Мертвого моря подтверждены датированием образцов арагонита (Bartov et al., 2002). Что касается Тивериадского озера, нет подробной информации о конкретном увеличении уровня водоема в период максимума оледенения. Это не отменяет того факта, что данное озеро не испытывало поднятия за счет прихода зимних осадков (см. табл. 3).

На Аравийском полуострове в период LGM отсутствовали водоемы. Это подтверждают толстые песчаные слои изученных бассейнов. Флювиальная деятельность характерна в периоде оптимума голоцена и дегляциации, так как в эти временные промежутки происходило смещение зоны внутренней конвергенции в сторону северного полушария. На данный момент, несмотря на отсутствие постоянных водоемов, они могут возникать во время влажных сезонов и, таким образом, образовывать эфемерные озёра. Однако для областей, расположенных недалеко от побережья Средиземного моря, характерно привнесение осадков, приносимых западными ветрами в зимние сезоны.

3.6. Пустыня Тар. В период максимума оледенения озёра пустыни Тар подвергались иссушению, так как условия были засушливыми и холодными (Roy et al., 2016). Согласно палеолимнологическим данным, озёра Самбхар, Дидвана и Бап-Малар характеризовались как плайи, т. е. водоемы были солеными и мелководными (Wasson et al., 1984; Sundaram et al., 1995). Подобной информации о состоянии уровня озёр Канод и Лункарансар

отсутствуют. Таким образом, данные водоемы высохли полностью в эпоху последнего оледенения (Deotare et al., 2004; Roy et al., 2016).

Однако в статье Дира и Сингви (Dhir, Singhvi, 2012), говорится об отсутствии в пустыне Тар каких-либо водоемов во время максимума последнего оледенения, когда действие муссонов с Индийского океана было ослабленным. Тем не менее, восточная часть, как и сейчас, получала больше осадков в отличие от западной части пустыни Тар (Roy et al., 2016). Поэтому вероятность существования водных бассейнов на востоке пустыни Тар высока.

Таким образом, следует сделать вывод о том, что уровни озёр пустыни Тар были меньше нынешних (см. табл. 3). Если на востоке они могли существовать в виде эфемерных водоемов за счет лучших условий увлажнения, то на западе озёра возможно вообще отсутствовали.

3.7. Пустыня Сахара. Несмотря на отсутствие четких данных о состоянии озёр Африки, приходим к умозаключению, что водоемы испытывали иссушение. Многие из континентальных озер бывших древних водоемов Мега-Феццан и Мега-Чад иссыхали вплоть до полного исчезновения в период максимума последнего оледенения (<http://www.kcl.ac.uk/sspp/departments/geography/people/academic/drake/Research/The-Sahara-Megalakes-Project/The-Sahara-Megalakes-Project.aspx>). Это произошло за счет ослабления пассатной циркуляции, которая привела к расширению пустынной зоны Сахары (Амосов и др., 2013). В южной части Мега-Чада, где на данный момент расположено озеро Чад, при помощи радиоуглеродного и ОСЛ методов датирования были исследованы поперечные дюны, возраст которых составляет 19 – 16 тыс. л. н. (Armitage et al., 2015). Этот факт доказывает, что в данном регионе происходило иссушение.

Что касается озерного комплекса Мега-Шотты, вероятнее всего, они могли иметь повышенный уровень, хотя ландшафты при этом были более засушливыми по сравнению с сегодняшним днем. Причина такого парадокса состоит в том, что зимой Средиземноморье подвергалось влиянию западных ветров, приносящих осадки. Таким образом, уровень вод данного комплекса озер повышался (Elenga et al., 2000; Амосов и др., 2013). Согласно статье Кауссе с соавторами (Causse et al., 2003), озера Шотт Джерид и Шотт Фажаж по данным U/Th-датирования ракушек испытывали поднятия уровня водного зеркала в период 34 – 18 тыс. л. н. Тем не менее, нет подробных данных о том, насколько высоко поднялись уровни водоемов озер северной части Сахары (см. табл. 3).

3.8. Восточно-Африканский рифт. На территории Восточно-Африканского рифта происходило иссушение бессточных озер. Причина аридизации данного региона заключается в том, что пассаты и муссоны, дувшие над континентом, функционировали ослабленно.

Информация о некоторых озерах Восточной Африки ярче всего представлена палинологическими данными, подтверждающих ксерофитизацию растений и понижение уровней озер (см. табл. 3). Об этом будет идти речь в главе 4. В данном разделе предоставлены имеющиеся сведения об останках, найденных на береговых линиях в пределах бассейнов озер рассматриваемого региона.

В Эфиопской рифтовой долине изучены озера Чоу-Бахр, Зивай-Шала (ныне обособленные озера Зивай и Шала), Аббе и Туркана. Озерный комплекс Зивай-Шала (Абьята и Лангано также были включены в комплекс палеозер) до периода максимума оледенения (30 – 25 тыс. л. н.) имел уровень воды на 83 м выше нынешнего. Однако затем вплоть до 14 500 тыс. л. н. оно уменьшалось. Тогда в эпоху LGM температура была ниже современной на 3 – 6°C, а количество осадков было на 9 – 32% меньше (Street, 1979a; Street, 1979b). Озеро Аббе, исходя из палеолимнологических данных, постепенно опускалось в период 27 – 20,2 тыс. л. н. Данные факты свидетельствуют о том, что пресноводное озеро, ранее бывшее огромным водоемом площадью примерно 6 тыс. км² и глубиной в 170 м, было на грани высыхания (Gasse, 1977; Gasse et al., 1980). В озере Туркана примерно 19 – 18 тыс. л. н. зафиксировано низкое стояние уровня воды. Это подтверждено в ходе датирования неорганического углерода. Озеро тогда было ниже современного примерно на 110 м, а южный бассейн водоема вообще иссох. (Morrisey, Scholz, 2014).

В течение периода 24 – 15 тыс. л. н. отмечен перерыв в осадконакоплении для озера Магади, что объясняется иссушением водоема (Barker, Gasse, 2003). Во время периода LGM рассматриваемый водоем был в таких же аридных условиях, что и на сегодняшний день (Goetz, 1990; Taieb et al., 1991; Goetz, Hillaire-Marcel, 1992). Датирование останков и осадков с помощью U/Th-метода подтвердило повышенный уровень озера до максимума оледенения и его иссушение в период LGM (Goetz, Hillaire-Marcel, 1992). Озера Руква и Масоко также иссыхали, но о них подробнее будет идти речь в следующей главе, так как в их бассейнах найдены преимущественно палинологические данные.

Несмотря на недостаток палеолимнологических данных, уровни вод в озерах Восточно-Африканской рифтовой долины в период LGM были преимущественно низкими и при сравнении их с сегодняшними показателями были либо ниже современных значений, либо равнялись им. Также имеются данные о полном высыхании некоторых водоемов.

3.9. Пустыня Калахари. Возраст эоловых отложений, определенный в ходе радиоуглеродного датирования, в бассейнах Этоши, Нгами и Макгадикгади (Макгадикгади включает бассейны Нветве, Суа и Нксай), составляет около 19 – 20 тыс. л. н. Именно тогда началось образование дюн за счет северных ветров в летний период. По времени это событие совпадает с периодом LGM (Heine, 1978).

Есть предположение, что озеро Этоша могло полностью высохнуть во время максимума последнего оледенения, так как озерные осадки пред-LGM были перекрыты толщами песчаных эоловых осадков (Hirondoka, 2005). Однако в совместной работе М. Буха и Л. Цёллера и статье Буха с соавторами (Buch, Zöller 1992; Buch et al. 1992) утверждается, что озеро Этоша уменьшилось, но не иссохло полностью. Это подтверждают результаты ТЛ-датирования песка, полученные на западе бассейна Этоша. Подобная ситуация также наблюдалась в бессточной впадине Макгадикгади (см. табл. 3). Однако точных сведений о полном иссушении водоемов в период LGM нет (Heine, 1990).

3.10. Австралийская бессточная область. Для австралийского континента характерны более сухие и прохладные условия во время максимума последнего оледенения. Период аридизации длился с конца МИС 3 вплоть до дегляциации (35 – 14 тыс. л. н.). Хотя озеро Эйр, как и сегодня, было эфемерным, его уровень во время МИС 2 был ниже современного. Современный уровень озера колеблется от -9 до -15 м н. у. м. (Laity, 2009). Если 40 тыс. л. н. озеро Эйр было на 10 м ниже Мирового океана, то в период LGM оно понизилось до -16 м (Magee et al., 2004).

Понижение уровня подтверждают слои дюнных песков, взятых на островах Шелли на юго-востоке акватории озера Эйр. Эти данные указывают на длительные процессы береговой дефляции, которые начались примерно 30 тыс. л. н. (Magee et al., 2004). Согласно AMS-датированию эоловых отложений, залегающих примерно на уровне современного зеркала водоема, в озере Эйр в пределах 30 – 12 тыс. л. н. было так же сухо, как и сейчас (Magee et al., 1995).

Однако существует гипотеза о временном изменении уровня озера Эйр в сторону увеличения. Несколько ТЛ-датировок озерных отложений в промежутке от 26 до 22 тыс. кал. л. н. указывают на резкое увеличение водности в начале позднего плейстоцена (начало периода LGM) (Nanson et al., 1988). Предположительно, повышению уровня озера в этот период могли способствовать снижение испаряемости в результате похолодания и возросший сток реки, получавшей питание в северной (муссонной) области Австралии (Борисова, 2008).

Несмотря на расхождения во мнениях, автор данной работы делает заключение, что во время максимума последнего оледенения озеро Эйр иссушалось. По мнению автора, данные из статьи Нансон с соавторами, 1988, не указывают на конкретный уровень водоема, подобные увеличения были либо незначительными, либо носили временный характер. Таким образом, приходим к умозаключению, что уровень озера Эйр был ниже современного на 1 – 7 м, и, соответственно, водоем был более соленым (см. табл. 3).

Глава 4. Увлажнение ландшафтов бессточных областей в период LGM и возможные механизмы изменения уровней озёр

Уровни бессточных озёр зависят от характеристик стока и, соответственно, от увлажнения их бассейнов. Как показано в главе 1 в науках о Земле длительное время господствовало представление о том, что в периоды оледенений во многих регионах мира количество осадков возрастало, увеличивался сток, а уровни озёр в бессточных областях повышались. Как было показано в главе 3, сведения о состоянии озёр в период LGM, накопленные к настоящему времени, свидетельствуют, что в разных бессточных регионах состояние озёр было различным. В одних случаях уровни озёр существенно повышались, тогда как в других – понижались. В связи с этим необходимо исследовать вопрос о том, какое влияние на изменение уровней озёр могло оказывать изменение увлажнения ландшафтов. Для этого нужно провести сравнение состояния бессточных озёр и увлажнения прилегающих ландшафтов в период LGM и в наше время.

Для оценки увлажнения ландшафтов в настоящей работе использованы подходы, основывающиеся на ранее применённых методиках А.Г. Исаченко при составлении мировой карты тепло- и влагообеспеченности зональных групп ландшафтов (Природа и ресурсы Земли, 1998; см. также Исаченко, Шляпников, 1989).

При составлении упомянутой карты А.Г. Исаченко выделил 32 зональные категории ландшафтов. Для характеристики степени увлажнения зон был использован коэффициент увлажнения (коэффициент гумидности) Высоцкого – Иванова (отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости). По этому показателю А.Г. Исаченко относит природные зоны к нескольким категориям, выделяя ландшафты гумидные ($K=1,0-3,0$), семигумидные ($K=0,6-1,0$), семиаридные ($K=0,3-0,7$), аридные ($K=0,1-0,3$), экстрааридные ($K=0,02-0,1$).

Поскольку в настоящей работе проводится сравнение состояния бессточных областей в период LGM и в наше время, то для целей исследования можно говорить об увлажнении ландшафтов периода LGM (по сравнению с их современным состоянием).

Индикаторами увеличения увлажнения (гумидизации) или уменьшения увлажнения (аридизации) служат, прежде всего, данные о растительных сообществах (для периода LGM – палинологические материалы). Кроме того, суждение об изменении увлажнения в том или ином регионе для периода LGM может основываться на данных об интенсивности накопления лёссов (в периоды иссушения этот процесс активизируется, при гумидизации – затухает), а также сведения о зональной принадлежности палеопочв.

Как было показано в главе 1, сведения об уровне озёр далеко не всегда могут служить основанием для определения тенденций в изменении увлажнения во время LGM.

В период LGM в Большом бассейне, по сравнению с сегодняшней полупустынной флорой, о которой было упомянуто в главе 2, превалировала степная растительность с элементами древесных сообществ, произраставших на более низких высотах, чем сейчас. В районе озера Бонневиль встречались арбореальные сообщества ели Энгельмана и сосны мягкой с представителями горно-луговой растительности в виде смородины и пятилистика (Rhode, 2001). Таким образом, в период LGM отмечается преимущество влаголюбивой растительности, в то время как роль сухолюбивых флористических видов, таких как полыни, можжевельника жесткосемянного и лебеды, как в бассейне озера Бонневиль, так и в бассейнах озер Лахонтана, в позднем плейстоцене значительно уменьшилась. Основными флористическими представителями пустыни Мохаве были можжевельник жесткосемянный, юкка коротколистная, лебеда, которая росла в низменных областях пустыни (Grayson, 2011). Таким образом, в период LGM в пустыне Мохаве росли более ксерофитные растения, чем на западе и востоке Большого Бассейна, однако они были менее аридными в сравнении с сегодняшними видами растительности.

Для озер Сан Фелипе и Бабикора, как и для районов Большого бассейна и пустыни Мохаве, были характерны пльвиальные условия и степная растительность во время последнего оледенения, в бассейнах которых накапливались илисто-глинистые слои. В бассейнах данных озер найдены образцы пыльцы арбореальных сообществ, таких как можжевельник, сосна и ель (Metcalfе, 2006; Royetal., 2012). Стоит отметить возможные летние иссушения бассейна Бабикоры, след от которых остался в виде песчаных прослоек в илисто-глинистых слоях (Metcalfе et al., 2002). В верхних террасах бассейна озера Эстанции обнаружены останки диатомей, подтверждающие не только высокое стояние вод в период LGM, но и пресноводные условия самого водоема (Allen, 2005). Что касается озер Центральной Месы (Патцкуаро и Куитцео), в пределах их бассейнов найдены палинологические данные в виде следующих древесных пород: ольха Миллера, граб, лещина и ива. Возраст образцов колеблется от 22 до 35 тыс. лет (Velazquez et al., 2001). Таким образом, для рассматриваемых регионов Мексиканского нагорья в период LGM была характерна лесостепная и степная растительность, в то время как на сегодняшний день здесь господствуют более сухолюбивые сообщества (от степных до пустынных).

На основании приведённых сведений можно сделать однозначный вывод относительно о том, что в период LGM увлажнения ландшафтов бессточных областей Северной Америки улучшилось. В это же время происходило повышение уровней озёр.

В озерных бассейнах Южной Америки для периода LGM отмечено иссушение ландшафтов. В районе Титикака, согласно палинологическим данным, произрастали злаковые и осоковые сообщества (Mayle et al., 2009). Однако на солончаке Койпаса-Уюни обнаружены

образцы пыльцы полилеписа, произрастание которых подвергается сомнению из-за достаточно холодных условий того времени. По-видимому, пыльца этого растения была принесена ветром из более низких частей Анд (Chepstow-Lustyetal., 2005; Mayle et al., 2009). Палинологические данные из областей Пампинских Сьерр и Патагонии плохо изучены. Однако, изучение района озера Кари Лауфкен, проведённое в работах Гэллоуэя и Кузьмински (Galloway et al., 1988; Cusminsky et al., 2011), показывает, что повышение уровня этого водоёма происходило на фоне уменьшения увлажнения прилегающих ландшафтов.

Таким образом, несмотря на повышение уровня озер в бессточных областях Южной Америки, о котором было сказано в предыдущей главе, в бессточных районах этого материка происходила в условиях аридизации ландшафтов.

В Центральной Азии в период LGM также отмечено распространение сухолюбивых растительных сообществ. В северной части Тибета вместо современных степей и тундростепей была распространена пустынная растительность (Ni et al., 2010; Tarasov et al., 2000). В горах Тянь-Шаня (район Чатыр-Кёля) вместо современных степей превалировали пустыни и полупустыни, а на Памире (район озера Каракуль), как и сейчас, преобладала степная растительность, но с признаками опустынивания (Tarasov et al., 2000; Халмухамедова, 1984).

Для всего региона Центральной Азии важный источник информации об увлажнении ландшафтов – лёссовые отложения. Во время глобальных похолоданий интенсивность накопления лёссов возрастала, в периоды отступления ледников – понижалась (Амосов, 2014). Эти закономерности подтверждены исследованием лёссово-почвенных толщ в различных частях Центральной Азии: как на Лёссовом плато в Китае (Kohfeld, Harrison, 2003; Kukla, An, 1989), так и в западной части Азии (Додонов, 2001; Величко, 2009). Таким образом, изучение лёссов указывает на деградацию растительного покрова, иссушение климата и снижение увлажнения ландшафтов в срединной и западной части Центральной Азии (Амосов, 2014).

Таким образом, как палинологические данные, так и сведения о накоплении лёссов, указывают на то, что на большей части Центральной Азии происходило уменьшение увлажнения ландшафтов. Одновременно уровни большинства озёр повышались. Исключение составляет восточная часть Центральной Азии, где происходило снижение увлажнения и одновременно понижались уровни озёр.

Увлажнение бессточных Иранского нагорья формируется преимущественно за счёт ветров, дующих со стороны Средиземноморья. Изучение бассейна озера Зерибар показывает, что окружающие ландшафты в период LGM были более ксерофитными, чем сейчас. Отмечено подобное явление в бассейнах озера Зерибар (van Zeist, Wright, 1963). Схожая

ситуация имела место и в районе палеозера Конья в центре Анатолийского нагорья, на месте которого в настоящее время располагается солончак (Naruse et al., 1997), а также в районе (см. главу 1). Таким образом во всех трёх случаях повышение уровня озёр в LGM происходило в условиях аридизации окружающих ландшафтов.

В бассейнах Аравийских пустынь не обнаружено палинологических образцов, говорящих об увлажнении ландшафтов. Однако были взяты данные по фитолитам, которые доказывают, что растительность здесь отсутствовала или растения произрастали очень разреженно (Parker et al., 2004). За период LGM в этих бессточных областях накопились огромные толщи дюнных песков. На данный момент на Аравийском полуострове преобладает пустынная растительность, которая произрастает не столь разреженно, как в период LGM.

Подобная ситуация наблюдается на западе пустыни Тар, где в бассейнах озерах Канод и Лункарансар обнаружены мощные толщи песков плейстоценового возраста (Deotare et al., 2004; Roy et al., 2016). В бассейнах восточных водоемов Самбхар, Дидвана и Бап-Малар, для которых характерны эфемерное солёные воды, отмечены слои гипсовых осадков с прослойками ила и песчаника (Wasson et al., 1984; Sundaram et al., 1995). На сегодняшний день для пустыни Тар характерна не столь разреженная растительность, как в период максимума последнего оледенения. Более того, на увлажненной восточной части встречаются редколесья (Исаченко, Шляпников, 1989).

Таким образом, как в регионе Аравийского полуострова, так и в районе пустыни Тар в период LGM происходила аридизация ландшафтов и одновременное понижение уровней озёр (последнее – см. главу 3).

Для озер северной части Сахары, как и для водоемов Аравийской полуострова, не было отмечено четких палинологических данных. Однако на северных побережьях Африки можно отметить преобладание степной растительности вместо нынешней флоры жестко-листных лесов и редколесий. Эти области, по-видимому, увлажнялись зимой за счет приноса осадков западными ветрами в Средиземноморье (Elena et al., 2000). Тем не менее нет определенных данных о состоянии ландшафтов в районе озер Мега-Шотты.

Для бывших озерных комплексов в центральной и южной частях Сахары (Мега-Феццан и Мега-Чад) в период LGM в сравнении с сегодняшним днем отмечено нарастание аридизации (Амосов и др., 2013) и понижение уровней озёр (www.kcl.ac.uk).

В регионе Восточно-Африканских рифтовых областей отмечена ксерофитизация ландшафтов с одновременной регрессией водоемов. Озера Руква и Масоко, расположенные в южной части рифтовой области, в период LGM были мелководными и солеными водоемами. Данная информация получена в ходе датирования образцов водорослей, проживавших в мелководных и соленых условиях (Barker et al., 2002; Barker, Gasse, 2003). При этом

озеро Масоко находилась в условиях сухой саванны, древесная растительность отсутствовала и стала появляться после 19 тыс. л. н., ближе к периоду дегляциации (de Menocal et al., 2000). Озеро Магади, как и водоемы южной части рифтовой области, претерпевало иссушение, что и было подтверждено преобладанием солёнолюбивых диатомовых водорослей (Barker, Gasse, 2003). В бассейне озера Найваша возраст рассматриваемых образцов варьирует от 18 до 20 тыс. лет (Mworia, Maitima, 1988).

В бассейнах Эфиопской рифтовой долины также отмечены условия аридизации примерно 23 – 19 тыс. л. н. В нижних почвенных профилях бассейн озер отмечено увеличение содержания калия, по возрасту совпадающего с периодом LGM (Foerster et al., 2012). В период максимума оледенения преобладали условия сухих саванн с травянистой растительностью и сильно разреженным древесным покровом (Barboni et al., 1999). Данные пыльцевого анализа, собранные на озере Абьята, показали, что в данном районе температура в период LGM была ниже современной. Здесь была представлена семи-аридная растительность (Lézine, 1982). На севере региона рифтовых озер отсутствовали образцы пыльцы травяных растений. Следовательно, в период LGM в этой части рифтовой области могли преобладать пустынные условия. Древние почвы аридной зоны в районе озера Аббе развивались в условиях понижения уровня озер, которые происходили 27 – 20,2 тыс. л. н. (Gasse, 1977; Gasse et al., 1980).

Таким образом, в период LGM область Восточно-Африканского рифта располагалась преимущественно в зоне сухих саванн, а северная часть вовсе была в зоне полупустынь и пустынь. В настоящее время рассматриваемый регион в основном расположен в зоне типичных саванн. Одновременно, в полном соответствии с этой тенденцией, происходило падение уровней озёр.

В озерах бессточных областей Калахари на юге Африки и в Австралии отсутствуют палинологические данные, которые могли бы отобразить какую-либо растительность. Таким образом, данные районы подвергались иссушению, и бассейны озер, помимо сокращения их акваторий, находились в пустынных условиях. Сегодня в этих районах за счет более лучших условий увлажнения растительные сообщества представлены не столь ксерофитной флорой, а растительный покров не настолько разрежен, как в период LGM (Heine, 1990; Magee et al., 1995)

Приведённый обзор состояния растительности в бессточных областях мира в период LGM, а также упомянутые сведения об интенсивности накопления лёссов, позволяют оценить степень увлажнения ландшафтов в позднем плейстоцене (по сравнению с современно-

стью) и сопоставить эти данные со сведениями об уровнях озёр в LGM. Как видно из таблицы 4, в которой обобщаются эти материалы, все рассмотренные регионы могут быть отнесены к одной из четырёх групп.

Первая группа – озёра и ландшафты в условиях «классического» иссушения, когда происходило одновременное понижение уровней озёр (понижение обводнённости) и уменьшение увлажнения окружающих ландшафтов. Как показывает рис. 14, такое соотношение было характерно для районов, расположенных в тропических широтах (Африка, Австралия, Аравийский полуостров, пустыня Тар). Эти процессы были обусловлены тем, что глобальное похолодание приводило к снижению испарения и, соответственно, к уменьшению количества осадков (подробнее – см. главу 1).

Вторая группа – озёра и ландшафты в условиях «классического» увлажнения, когда происходило одновременное повышение уровней озёр (повышение обводнённости) и увеличение увлажнения окружающих ландшафтов. Такое соотношение было характерно для Большого бассейна и других бессточных регионов Северной Америки. В этих районах увеличивалось количество осадков, соответственно, возрастало увлажнение и сток. Уровень озёр повышался.

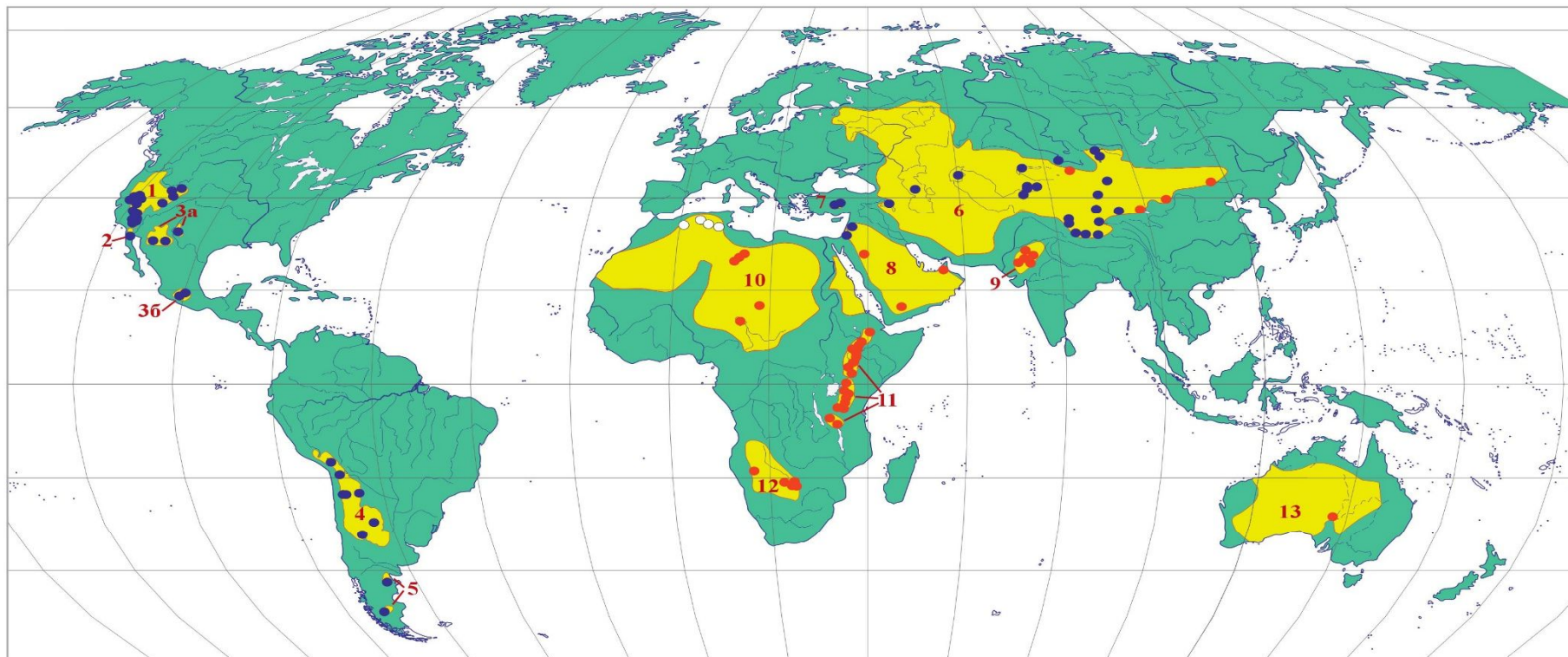
Третья группа – озёра и ландшафты в условиях «всесезонной» климатической криоаридизации, для которой характерно одновременное сочетание климатического иссушения ландшафтов и понижения температуры воздуха. Это отображалось в увеличении площади ледников и опускания снеговой линии, а также ксерофитизации растительных сообществ в виду недостатка влаги (Амосов, 2014). За счет первых двух вышеупомянутых факторов акватории озёр увеличивались. Это происходило в южноамериканских регионах Альтиплано, Пампе и Патагонии, а также в некоторых частях Евразийской бессточной области, где Каспийское море и водоемы Центральной Азии увеличивались при общей аридизации ландшафтов.

Четвертая группа – озера и ландшафты в условиях климатической криоаридизации, но с возможным ростом зимнего увлажнения. Данные регионы, несмотря на общую тенденцию аридизации, получали осадки зимой, которые были недоступны для растительности. Озера разрастались за счет увлажняющего влияния западных ветров. Такой феномен наблюдался в регионах, расположенных вблизи к Средиземноморью: Малая Азия, Мертвое море и Иранское нагорье.

Таблица 4. Состояние озёр и окружающих ландшафтов в период LGM. Составлено автором на основании каталога состояния озёр (табл. 3), палинологических данных, а также сведений об интенсивности накопления лёссов (по публикациям различных авторов – см. в тексте)

№	Регион	Состояние озёр (по сравнению с современным периодом)	Изменения в увлажнении ландшафтов (по сравнению с современным периодом)
Озера и ландшафты в условиях «классического» иссушения			
1	Аравийский п-ов	понижение обводненности	уменьшение
2	Восток Центральной Азии	понижение обводненности	уменьшение
3	Пустыня Тар	понижение обводненности	уменьшение
4	Восточно-Африканский рифт	понижение обводненности	уменьшение
5	Калахари	понижение обводненности	уменьшение
6	Сахара	понижение обводненности	уменьшение
7	Австралия	понижение обводненности	уменьшение
Озера и ландшафты в условиях «классического» увлажнения (плювиальные условия)			
8	Большой бассейн	рост обводненности	увеличение
9	Мексиканское нагорье	рост обводненности	увеличение
10	Сонора	рост обводненности	увеличение
Озера и ландшафты в условиях «всесезонной» климатической криоаридизации			
11	Каспийское море	рост обводненности	уменьшение
12	Центральная Азия	рост обводненности	уменьшение
13	Альтиплано	рост обводненности	уменьшение
14	Пампа	рост обводненности	уменьшение
15	Патагония	рост обводненности	уменьшение
Озера и ландшафты в условиях климатической криоаридизации, но с возможным ростом зимнего увлажнения			
16	Иранское нагорье	рост обводненности	уменьшение
17	Малая Азия	рост обводненности	уменьшение
18	Мертвое море	рост обводненности	уменьшение

Соотношения между элементами природных систем в первых двух группах вполне предсказуемо: при увеличении/уменьшении количества осадков уровень обводнённости озёр возрастает/падает, а растительность прилегающих территорий становится более гумидной/аридной. Поэтому такое поведение природных систем можно назвать «классическим».



ЛЕГЕНДА

- бессточные бассейны
 - озёра с пониженным уровнем в LGM
 - озёра с повышенным уровнем в LGM
 - озёра в LGM, данные отсутствуют

Цифрами на карте обозначены бассейны: 1 - Большой бассейн и пустыня Мохава; 2- пустыня Сонора; 3 - Мексиканское нагорье (3а - Северная Меса; 3б - Центральная Меса); 4 - Альтиплано и Пампа; 5 - Пагагония (обе маленькие области); 6 - Евразийская бессточная область; 7 - Малая Азия; 8 - пустыни Аравийского полуострова; 9 - пустыня Тар; 10 - пустыня Сахара; 11 - Восточно-Африканская рифтовая долина; 12 - пустыня Калахари; 13 - Австралийские пустыни

Рисунок 14. Озёра бессточных областей в период LGM и их состояние по сравнению с сегодняшним днем. Составлено автором

Природные механизмы, вызывавшие изменения уровней озёр в двух других группах представляют значительно больший интерес. В LGM здесь наблюдалось парадоксальное сочетание: уровень озёр возрастал, одновременно происходила аридизация климата (уменьшение увлажнения, как правило, за счёт сокращения осадков). Как отмечает М.И. Амосов (2014), изучавший этот парадокс на примере бессточных областей Центральной Азии, повышение уровня озёр в этом регионе в период LGM могло быть связано, в первую очередь, с повышением речного стока. Современные реки Центральной Азии тогда текли более интенсивно за счет больших ресурсов снегового и ледникового питания. Во-вторых, реки были более полноводными за счет разросшихся горных ледников. Расчёты, выполненные для горного массива Монгун-Тайга (расположен северо-западнее Убсу-Нура), несмотря на сокращение осадков примерно на 30% от современного уровня, снеговая линия опускалась на 690 м вследствие понижения летних температур на 3,6°C (Чистяков и др., 2012). В-третьих, парадоксальное сочетание в изменениях природных зон и озёр в Центральной Азии, происходившие в связи с иссушением климата и понижением температуры в период LGM, хорошо согласуется с существующими представлениями о переменах в циркуляции атмосферы (Величко, 1980; Додонов, 2001; Чистяков и др., 2012). Во время оледенения в холодное время года возрастала роль Сибирского антициклона, а летом происходило ослабление западного переноса и восточноазиатского муссона, приносящих влагу в Центральную Азию (Амосов, 2014). Данный описанный механизм, когда озера разрастались при низких температурах и сухих условиях, Амосов предложил называть криоаридизацией.

Криоаридизация наблюдалась в Южной Америке, так как в бессточных областях Альтиплано и Пампы в период максимума последнего оледенения отмечен повышенный уровень водоемов и доминирование ксерофитной растительности. Подобные условия возникли за счет ослабленного действия пассатов (Флон, 1980). В Патагонии, для которой характерна криоаридизация, иссушение климата происходило в следствие ослабленного влияния западных ветров и в частности ледников Патагонских Анд, имевших тогда больший объем по сравнению с сегодняшним днем.

В Средиземноморье наблюдался частный случай криоаридизации. В этом регионе господствовала степная растительность на фоне более сухих условий климата, в то время как жестколистные леса и кустарники сохранялись лишь в отдельных рефугиумах (Prentice et al., 1992). Тем не менее происходила трансгрессия бессточных озёр, таких как Мёртвое море, озёра Конья, Зерибар и др. Водоем получали осадки во время холодных зим и весеннего таяния снежного покрова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования были получены следующие результаты:

1. Проведён анализ и дана оценка развития научных представлений о причинах изменения уровней озер бессточных областей в период LGM; показаны истоки и сущность плювиальной концепции, объяснявшей повышение уровней озёр в период LGM увеличением количества осадков во время оледенений; показана региональная ограниченность плювиальной концепции.
2. Дана физико-географическая характеристика современных озёр и ландшафтов бессточных областей.
3. Составлен каталог бессточных озер для периода LGM, включающий 106 объектов.
4. По палинологическим данным и сведениям о накоплении лёссов дана характеристика увлажнения ландшафтов в 18 бессточных областях мира в период LGM.
5. Проведено сопоставление данных об увлажнении ландшафтов со сведениями об изменении уровней озёр в LGM. Выявлены 3 группы бессточных областей с различным сочетанием изменений уровня озёр и увлажнения ландшафтов в период LGM (по сравнению с современным состоянием).
6. Проработаны 4 идеи возможных механизмов изменения уровней озёр:
 - а) озера и ландшафты в условиях «классической» аридизации с одновременным иссушением ландшафтов и понижением уровней водоемов;
 - б) озера и ландшафты в условиях «классического» увлажнения, когда происходило повышение уровней озёр и одновременный рост увлажнения ландшафтов;
 - в) озера и ландшафты в условиях «всесезонной» климатической криоаридизации, когда при иссушении ландшафтов, примыкающих к озёрам, происходил подъём уровней озёр (последнее было обусловлено развитием оледенения и увеличением снеготаяния в горной периферии озёрных бассейнов);
 - г) озера и ландшафты в условиях климатической криоаридизации, но с возможным процессом обводнения водоемов за счет увеличения зимних осадков.

Литература

1. Александрова Т.Д. Внутригорные котловины. М.: Наука, 1972. 119 с.
2. Амосов М. И. Озера и растительность Центральной Азии в период максимума последнего оледенения // Известия Русского географического общества. – 2014. – Т. 146, вып. 5. – С. 1 – 12
3. Амосов М.И., Москаленко И.Г., Муханова М.В., Сыромятина М.В. Изменение границ природных зон Африки в позднем плейстоцене – голоцене // Известия Русского географического общества. – 2013. – № 4. – С. 12 – 24.
4. Аравийский полуостров // География. Современная иллюстрированная энциклопедия / Под редакцией проф. А.П.Горкина. — М.: Росмэн, 2006.
5. Атлас мира. М.: Астрель. АСТ. 2011, 448 с.
6. Атлас «Природа и ресурсы Земли». Resources and Environment World Atlas: в 2 ч. / Ин-т географии РАН. – М. ; Вена, 1998. – Ч. 1. – 100 с.; Ч. 2. – 196 с.
7. Бабаев А. Г., Зонн И. С., Дроздов Н. Н., Фрейкин З. Г. Пустыни. — М.: Мысль, 1986. — С. 195—203. — 320 с. — (Природа мира).
8. Бабкин А.В. Увлажнение областей внутреннего стока Евразии (на примере бассейнов Аральского моря, Каспийского моря и озера Балхаш) / Дисс. на соиск. уч. степени доктора геогр. наук. СПб., 2005, 355 с.
9. Беликович А.В. Растительный мир американских пустынь // Аридная растительность мира. Владивосток, 2012.
10. Белоусов В.В., Герасимовский В.А., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Восточно-Африканская рифтовая система: В 3 т. — М.: Наука. 1974, 812 с.
11. Берг, Л.С. Географические зоны Советского Союза. - 3-е изд. - М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1947, 397 с.
12. Берг Л.С. Пётр Алексеевич Кропоткин как географ// Отечественные физико-географы. М.: Учпедгиз, 1959. – С. 352 – 359.
13. Борисов А.А. Климаты СССР. – М.: Учпедгиз, 1948, 224 с.
14. Браун Л. Африка. М.: Прогресс, 1976, 288 с.
15. Борисова О. К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. – М.: ГЕОС, 2008, 264 с.
16. Вальтер Г. Растительность земного шара. М., 1975, 429 с.
17. Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. – М.: Недра, 1980, 172 с.

18. Величко А.А. Широкая асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в Северном полушарии, гипотеза её климатической обусловленности / Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980. №5 . С. 5 – 14.
19. Верзилин Н.Н. Использование геохимических особенностей донных осадков Балхаша для реконструкции его палеосолёности / Изв. ВГО, 1987. Т. 119, вып. 2. С. 159 – 165.
20. Горный массив Монгун-Тайга / Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлёв С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В. Под. ред. К.В.Чистякова. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
21. Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шелкопляс В.Н. Плувиальные плейстоценовые бассейны котловины Больших озёр Западной Монголии // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1978. № 5. С. 89 – 99.
22. Джемс П. Латинская Америка / пер. с англ. В. М. Гохмана под ред. Н. Н. Баранского. – М.: Изд-во иностр. лит., 1949, 764 с.
23. Джуркашев Т.Н. Антропогенная история Балхаш-Алакольской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972, 126 с.
24. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография/ Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 2001. – 401 с.
25. Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. – М.: Прогресс, 1988, 264 с.
26. Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Природа мира: Ландшафты. М.: Мысль. 1989. 504 с.
27. История озёр Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал/Отв. ред. Д.В.Севастьянов. Л.: Наука, 1991, 301 с.
28. Зимы нашей планеты/ под ред. Б.Джона. – М.: Мир, 1982. – 333 с.
29. Карамышева З.Б. Ботаническая география степей Евразии // Степи Евразии: проблемы сохранения и восстановления. Сб. статей памяти Е.М. Лавренко. СПб, М., 1993. С. 6 – 29.
30. Карпович Т.С. Реки и озера Европы в период максимума валдайского оледенения: курсовая работа. СПбГУ. Санкт-Петербург, 2013, 47 с.
31. Кесь А.С. Естественная история Арала и Приаралья / Изв. АН СССР, сер. геогр., 1991. № 4. С. 36 – 46.
32. Комаров В.Л. Избранные сочинения / Труды по Сибири и Дальнему Востоку. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 9. 767 с.

33. Краткая географическая энциклопедия, Том 3 (Гл. ред. А.А. Григорьев). М: изд-во Советская энциклопедия, 1962, 580 с.
34. Лавринович М.В. Физическая география Евразии (региональный обзор). – Мн.: БГУ, 2003, 180 с.
35. Лукашова Е.Н. Южная Америка. М., 1958, 465 с.
36. Максимов Е.В. Историческая география горных озёр Средней Азии. СПб: Изд-во СПбГУ, 1992, 304 с.
37. Марков К.К. Плувиальные условия// Рельеф и ландшафты. – М: Изд-во МГУ, 1977. С. 14-28.
38. Марков К.К. Введение в физическую географию М.: Высшая школа, 1978, 191 с.
39. Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т.Ш. – М.: Недра, 1967. – 440 с.
40. Мильков, Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР: общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ: [учебник для студентов географических факультетов университетов] / Ф.Н. Мильков, Н.А. Гвоздецкий. - Изд. 4-е, испр. и доп. - Москва: Мысль, 1976. - 448 с.
41. Михайлов Н.И. Физико-географическое районирование. М.: Изд-во МГУ, 1985, 183 с.
42. Монгольская Народная Республика. Национальный атлас. Улан-Батор; Москва, 1990. С. 83-84.
43. Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебряный Л.Р. Плувиальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки// Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1984, № 4. – С. 15-25.
44. Никонов А.А., Пахомов М.М., Шумова Г.М. Новые данные о палеогеографии Каракульской котловины на Памире// Докл. АН СССР, 1979. Т. 244, № 1. С. 170-174.
45. Озёра Тянь-Шаня и их история / Ред. А.В.Шнитников. Л.: Наука, 1980. 230 с.
46. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / Под ред. А.А.Величко. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
47. Петров М.П. Пустыни земного шара. М. 1973, 435 с.
48. Природа Китая // Страны и народы: в 20 тт. Зарубежная Азия. Восточная и Центральная Азия / Отв. ред. М.И. Сладковский. - М.: Мысль, 1982. - С. 69-88.

49. Пшенин Г.П., Стеклёнков А.П., Черкинский А.Е. Новые данные о происхождении и абсолютном возрасте доголоценовых террас Арала// Докл. АН СССР. – 1984, Т. 276, № 3. – С. 675-677.
50. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. – М.: Изд-во МГУ, 1997, 268 с.
51. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеография событий Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). – М.: РАСХН, 1998, 315 с.
52. Селиверстов Ю.П. Ритмика создания гляциальных образований гор. 2. Причины и ранговость ритмов горных оледенений / Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геол., геогр. 1993. Вып. 4 (№28). С. 60-70.
53. Серебрянный Л.Р., Пшенин Г.П., Пунинг Я. Оледенение Тянь-Шаня и колебания уровня Арала (поэтапный анализ позднечетвертичной истории Средней Азии) / Изв. АН СССР, сер. геогр., 1980. № 2. С. 52-65.
54. Словарь современных географических названий / Рус. геогр. о-во. Моск. центр; Под общ. ред. акад. В. М. Котлякова. Институт географии РАН. — Екатеринбург: У-Фактория, 2006.
55. Степи Евразии. Л.: Наука, 1991. 146 с.
56. Твердый А. В. Топонимический словарь Северного Кавказа. Ч. 1, 2. — Краснодар, 2006.
57. Фёдоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия// Труды Геологического института АН СССР. – 1978, Вып. 310. – 166 с.
58. Физическая география материков и океанов: Учеб. Ф 51 для геогр. спец. ун-тов /Ю. Г. Ермаков, Г. М. Игнатъев, Л. И. Куракова и др.; Под общей ред. А. М. Рябчикова. — М.: Высш. шк., 1988, 592 с
59. Физическая география материков и океанов: учебное пособие для студ. высш. пед. учеб. заведений / Т.В. Власова, М.А. Аршинова, Т.А. Ковалева. — М.: Издательский центр «Академия», 2007, 640 с.
60. Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Иностранная литература, 1967. – 575 с.
61. Флинт Р.Ф. История Земли. – М.: 1978. – 357 с.
62. Флон Г. Основы геофизической модели оледенений// Изменения климата/ Под. ред. Дж.Гриббина. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – С. 331-356.
63. Фэйрбридж Р.В. Аридность климата ледниковых эпох в Африке// Проблемы палеоклиматологии. – М.: Мир, 1968. – С. 223-228.

64. Халмухамедова Р.А. История растительности Ферганской долины и юго-западных отрогов Чаткальского хребта в позднем плейстоцене и голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа) / Дисс. на соиск. уч. степени канд. биол. Наук. Ташкент, 1984. 182 с.
65. Чехахин В. М. Физическая география Тянь-Шаня: (Природно-географические особенности, основные вопросы ландшафтного картирования и комплексного физико-географического районирования) / Академия наук Казахской ССР, Отдел географии. — Алма-Ата: Издательство Академии наук Казахской ССР, 1964. — 374 с. — 1300 экз. (в пер.)
66. Чибилёв А. А. Река Урал: Историко-географические и экологические очерки о бассейне р. Урал. — Л.: Гидрометеиздат, 1987, 168 с.
67. Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П. Геосистемы Северо-Запада Внутренней Азии и их современная динамика / География и современность. СПб: Изд-во СПбГУ, 1999. Вып.8. С. 75-131.
68. Чубуков Л.А. Кавказ // Природные условия и естественные ресурсы СССР. — М.: Наука. — 1966. — С. 84–124
69. Юннатов А.А. Основные черты растительного покрова Монгольской Народной Республики. / Труды Монгольской комиссии, вып. 39. М. Л., изд-во АН СССР - 1950. С.1- 283.
70. Юсов Б. В. Тибет. Физико-географическая характеристика. — М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1958. — 223 с.
71. Янина Т. А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа/ Дис. ... д-ра геогр. наук. — М., 2009. — 395 с.
72. Allen, Bruce D. 2005. "Ice Age Lakes in New Mexico." In *New Mexico's Ice Ages*, edited by S. G. Lucas, G. S. Morgan, and K. E. Zieler, pp. 107–114.
73. Armitage, S. J., Bristow, C.S., and Drake, N.A. 2015. West African monsoon dynamics inferred from abrupt fluctuations of Lake Mega-Chad. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 112, pp. 8543–8548.
74. Baker P.A., Rigsby C.A., and Seltzer G.O. 2001. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature* 409: pp. 698–700.
75. Barboni D., Bonnefille R., Alexandre A. and Meunier J.D. 1999. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 152: pp. 87–100.
76. Barker, P.A. and Gasse, F. 2003. New evidence for a reduced water balance in East Africa during the Last Glacial Maximum: implication for model-data comparison. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 823–837.

77. Barker, P.A., Telford, R., Gasse, F. and Thevenon, F. 2002. Late Pleistocene and Holocene palaeohydrology of Lake Rukwa, Tanzania, inferred from diatom analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187, pp. 295–305.
78. Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A., Reches, Z., 2002. Lake-levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Quaternary Research* 57, pp. 9–21.
79. Benson, L.V. 2004. Western lakes. In: Gillespie, A.R., Porter, S.C., and Atwater, B.F. (eds) *The Quaternary Period in the United States*. Elsevier, Amsterdam, pp.185 – 204.
80. Betancourt J.L., Latorre C., Rech J.A., Quade J., and Rylander K.A. 2000. A 22,000-yr record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert, *Science* 289, pp. 1542–1545.
81. Blard, P.-H.; Sylvestre, F.; Tripathi, A.K.; Claude, C.; Causse, C.; Coudrain, A.; Condom, T.; Seidel, J.-L.; Vimeux, F.; Moreau, C.; Dumoulin, J.-P.; Lavé, J. 2011. "Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from ^{14}C , U–Th dating and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonates". *Quaternary Science Reviews*. 30 (27-28): pp. 3973–3989.
82. Bobst A.L., Lowenstein T.K., and Jordan T.E. 2001. A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 173: pp. 21–42.
83. Braconnot P., Otto-Bliesner B., Harrison S., Joussaume S., Peterchmitt J.-Y., Abeouchi A., Crucifix M., Driesschaert E., Fichefet T., Hewett C.D., Kageyama M., Kitoh A., Laine A., Loutre M.-F., Marti J., Merkel U., Ramstein G., Valdes P., Weber S.-L., Yu Y., Zhao Y. 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features// *Climate of the Past*, № 3. – pp. 261-277.
84. Bradbury, J. P. 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quatern. Int* 43/44: pp. 97–110.
85. Bradbury, J. P. 2000. Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: Impacts of climate and man. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 163:69–95
86. Bradbury JP, Grosjean M, Stine S, Sylvestre F. 2001. Full and late glacial records along the PEP1 transect: their role in developing interhemispheric paleoclimate interactions. In: Markgraf V, ed. *Interhemispheric climate linkages*. San Diego, CA: Academic Press, 265–292.
87. Bryson, R.A. & Baerreis, D.A. Possibilities of major climatic modifications and their implications: Northwest India, a case for study. *Bull. Amer. Met. Soc.* 43, 136-142 (1967).

88. Buch, M.W., & Zoller, L., 1992. Pedostratigraphy and thermoluminescence chronology of the western margin-(lunette-) dunes of the Etosha Pan/northern Namibia. *Wurzbürger Geogr. Arb.* 84:361-384.
89. Buch, M.W., Rose, D. & Zoller, L. 1992. A TL-calibrated pedostratigraphy of the western lunette dunes of the Etosha Pan/northern Namibia: A reconstruction of the depositional implications for the last 140 ka.. *Palaeoecology of Africa* 23: 129-147.
90. Causse, C., Ghaleb, B., Chkir, N., Zouari, K., Ben Oueddou, H., Mamou, A. 2003 Humidity changes in southern Tunisia during the Late Pleistocene inferred from U–Th dating of mollusc shells, *Applied Geochemistry*, 18, 1691–1703
91. Chávez-Lara, C.M., Roy, P.D., Caballero, M.M., Carreño, A.L., Lakshumanan, C., 2012, Lacustrine ostracodes from the Chihuahuan Desert of Mexico and inferred Late Quaternary paleoecological conditions, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2), 422-431.
92. Chepstow-Lusty, A.; Bush, M.B.; Frogley, M.R.; Baker, P.A.; Fritz, S.C.; Aronson, J. 2005. Vegetation and climate change on the Bolivian Altiplano between 108,000 and 18,000 yr ago. *Quaternary Research* 63: 90-98.
93. Cusminsky, G.C., Schwalb, A., Pérez, P.A., Pineda, D., Viehberg, F., Whatley, R.C., Markgraf, V., Gilli, A., Ariztegui, D. & Anselmetti, F.S. (2011) Late quaternary environmental changes in Patagonia as inferred from lacustrine fossil and extant ostracods. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103, 397–408.
94. Das, P.K. Mean vertical motion and non adiabatic heat sources over India during the monsoon. *Tellus* 14, 212-220 (1962).
95. Datta, R.K. & George, C.J. Some climatological and synoptic features of the arid zone of west Rajasthan. *Proc. Symp. Problems of Indian Arid Zone*, Govt. India and UNESCO, CAZRI, Jodhpur, 347-353 (1964).
96. Delorme, L.D., 1989, *Methods in Quaternary ecology # 7. Fresh water ostracodes: Geoscience Canada*, 16(2), 85–90
97. DeMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, Sarnthein M, Baker L, Yarunsinsky M. 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19: 347–361.
98. Deotare, B.C., Kajale, M.D., Rajaguru, S.N., Kusumgar, S., Jull, A.J.T., and Donahue, J. D. 2004 Paleoenvironmental history of Bap-Malar and Kanod playas of western Rajasthan, Thar Desert. *Proc. Indian Acad. Sci.* 113 (3), 403-425.
99. Dhir R.P., Singhvi A.K. 2012. The Thar Desert and its antiquity. *Curr Sci* 102:1001–1008.

100. Dimmitt M. A. Biomes and communities of the Sonoran Desert region. 2000. in: Phillips, Steven J. & Patricia W. Comus (eds.). *A Natural History of the Sonoran Desert*. ASDM Press/University of California Press, pp. 3-18.
101. Elenga, H., Peyron, O., Bonnefille, R., Jolly, D., Cheddadi, R., Guiot, J., Andrieu, V., Bottema, S., Buchet, G., De Beaulieu, J.-L., Hamilton, A. C., Maley, J., Marchant, R., Perez-Obiol, R., Reille, M., Riollet, G., Scott, L., Straka, H., Taylor, D., Van Campo, E., Vincens, A., Laarif, F. and Jonson, H. (2000), Pollen-based biome reconstruction for southern Europe and Africa 18,000 yr bp. *Journal of Biogeography*, 27: 621–634.
102. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient environments/* Ed. by V.Gornitz. – Dordrecht: Springer, 2009. – 1049 p.
103. Foerster, V., Junginger, A., Langkamp, O., Gebru, T., Asrat, A., Umer, M., Lamb, F.H., Wennrich, V., Rethemeyer, J., Nowaczyk, N., Trauth, M.H. and Schaebtz, F. (2012) Climatic change recorded in the sediments of the Chew Bahir basin, southern Ethiopia, during the last 45,000 years. *Quaternary International*, 274, 25–37.
104. Forester, R.M., Lowenstein, T.K. & Spencer, R.J. 2005. An ostracode-based paleolimnologic and paleohydrologic history of Death Valley: 200 to 0 ka. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1379–1386.
105. Fritz, S.C., Baker, P.A., Lowenstein, T.K., Seltzer, G.O., Rigsby, C.A., Dwyer, G.S., Tapia, P.M., Arnold, K.K., Ku, T.L., Lou, S., 2004. Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America. *Quaternary Research* 61, pp. 95–104.
106. Galloway R, Markgraf V, Bradbury P. 1988. Dating shore lines of lakes in Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 195–198.
107. Gasse, F. (1977) Evolution of Lake Abhé (Ethiopia and T.F.A.I.) from 70,000 B.P. *Nature*, 2, 42–45.
108. Gasse, F. (2000) Hydrological changes in the African tropics since the last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 189–211.
109. Gasse, F., Rognon, P. and Street, F.A. (1980) Quaternary history of the Afar and Ethiopian Rift Lakes, in M.A.J. Williams and H. Faure (eds.) *The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*. Rotterdam: Balkema. pp. 161–200.
110. Goetz, C., 1990. Potentiel chronologique des disequilibres Th/U dans les profils d'alterations et les sediments carottes des lacs Magadi (Kenya) et Manyara (Tanzanie). Unpublished Thesis, Univ. Aix-Marseille II, 216 p.

111. Goetz, C., Hillaire-Marcel, C., 1992. U-series disequilibria in early diagenetic minerals from Lake Magadi sediments, Kenya: dating potential. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1331–1341.
112. Goudie A, Parker A, Al-Farraj A. 2000a. Coastal change in Ras al Khaimah (United Arab Emirates): a cartographic analysis. *Geographical Journal* 166: 14–25.
113. Goudie A.S., Colls A, Stokes S, Parker A.G., White K., Al-Farraj A. 2000b. Latest Pleistocene dune construction at the northeastern edge of the Rub' al-Khali, United Arab Emirates. *Sedimentology* 47: 1011–1021.
114. Grayson, D.K. 1993. *The desert's past; a natural prehistory of the Great Basin*. Washington, D.C.: Smithsonian Institution Press. OCLC
115. Grayson, D. K. *The Great basin: A natural prehistory*. – Berkley, Los Angeles, L.: University of California Press, 2011. – 432 p.
116. Grosjean M. (1994) Paleohydrology of the laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 109: p. 89–100.
117. Grosjean M., van Leeuwen J.F.N, van der Knaap W.O. (2001) A 22,000 C year BP sediment ° and pollen record of climate change from Laguna Miscanti (23 S), northern Chile. *Glob Planet Change* 28: p. 35–51.
118. Grunert J., Lehmkuhl F. Aeolian sedimentation in arid and semi-arid environments of Western Mongolia / *Palaeoecology of Quaternary Drylands, Lecture Notes on Earth Sciences / Eds. Smykatz-Kloss W., Felix-Henningsen P. Berlin: Springer, 2004. P. 195-218.*
119. Heine, K., 1978. Radiocarbon chronology of late Quaternary lakes in the Kalahari, southern Africa.. *Catena* 5: 145-149.
120. Heine, K., 1979. Reply to Cooke's discussion of: K. Heine: Radiocarbon chronology of Late Quaternary Lakes in the Kalahari, Southern Africa. *Catena* 6(3): 259 -266.
121. Heine, K., 1982. The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 15:53-76.
122. Heine, K. 1990. Some observations concerning the age of the dunes in the western Kalahari and palaeoclimatic implications. *Palaeoecol. of Africa* 21:161 -178
123. Hipondoka Martin H.T. *The Development and Evolution of Etosha Pan, Namibia..* Published, 2005. 152 p.
124. Hughes, R. H. & Hughes, L. S. 1992. *A Directory of African Wetlands*. IUCN, Gland, Switzerland and Cambridge, UK / UNEP, Nairobi, Kenya / WCMC, Cambridge, UK, xxxiv + 820 p., 48 maps

125. Kar, A. The Thar or the Great Indian Sand Desert // *Landscapes and Landforms of India* (Ed., V.S. Kale), 2014, World Geomorphological Landscapes Series, Springer, Dordrecht, pp. 79-90
126. Kiage, L.M., Liu, K.-B., 2006. Late Quaternary paleoenvironmental changes in East Africa: multi-proxy evidence from palynology, lake sediments, and associated records. *Progress in Physical Geography* 30 (5), 633–658.
127. Kohfeld K.E., Harrison S.P. Glacial-interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau / *Quaternary Science Review*, 2003. № 22. P. 1859-1878.
128. Kukla G., An Z. Loess stratigraphy in Central Asia / *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989. № 72. P. 203-225.
129. Laity, Julie J. (2009). *Deserts and Desert Environments*. John Wiley & Sons. p. 112.
130. Lézine A.-M. 1982. Etude palynologique des sédiments quaternaires du lac Abiyata (Ethiopie). *Palaeoecol. Afr.* 14: 93–98.
131. Lezine A, Saliege J, Robert C, Wertz F, Inizan M. 1998. Holocene lakes from Ramlat as-Sab'atayn (Yemen) illustrate the impact of monsoon activity in southern Arabia. *Quaternary Research* 50: 290 – 299.
132. Lowenstein, T.K., 2002, Pleistocene Lakes and Paleoclimates (0 to 200 Ka) in Death Valley, California: Smithsonian Contributions to the Earth Sciences Number 33: “Great Basin Aquatic 7 Systems History (R. Hershler, D.B. Madsen, and D.R. Currey, Eds.), Smithsonian Institution Press, Washington, D.C., p. 109-120.
133. Lozano García, S., B. Ortega Guerrero, and S. Sosa Nájera. 2002. Mid- to late-Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quatern. Res* 58:84–92
134. MacMahon, J. A. *Deserts*. 1986, 638 p.
135. Magee, J.W., Bowler, J.M., Miller, G.H., and Williams, D.L.G., 1995, Stratigraphy, sedimentology, chronology and paleohydrology of Quaternary lacustrine deposits at Madigan Gulf, Lake Eyre, South Australia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 113, p. 3–42.
136. Magee, J.W., Miller, G.H., Spooner, N.A. & Questiaux, D. Continuous 150 k.y. monsoon record from Lake Eyre, Australia: Insolation-forcing implications and unexpected Holocene failure. *Geology* 32, 885–888 (2004).
137. Mayle F.E., Burn M.J., Power M. (2009) Vegetation and fire at the Last Glacial Maximum in tropical South America. In: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. *Developments in Paleoenvironmental Research* 14, Dordrecht: Springer, pp. 89–112.

138. Merrill T.L. and Miro R., editors. Mexico: A Country Study. Washington: GPO for the Library of Congress, 1996.
139. Metcalfe, S.E., 2006, Late Quaternary environments of the northern deserts and central transvolcanic belt of Mexico: *Annals of the Missouri Botanic Gardens*, 93, 258-273
140. Metcalfe, S.E., Say, A., Black, S., McCulloch, R. O'Hara, S., 2002, Wet Conditions Turing the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora basin, Mexico: *Quaternary Research*, 57, 91-101.
141. Morrissey, A. and Scholz, C.A. (2014) Paleohydrology of Lake Turkana and its influence on the Nile River System. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 403, 88–100.
142. Mworira Maitima J., (1988) Vegetation Response to Climatic Change in Central Rift Valley, Kenya. *Quaternary Research*, 35, 234 – 245.
143. Nanson, G.C., Young, R.W., Price, D.M., and Rust, B.R., 1988, Stratigraphy, sedimentology and late Country R.F., ed., *Fluvial geomorphology of Australia*: Sydney, Academic Press, p. 151–175.
144. Naruse, T., Kitagawa, H. and Hishashi, M. 1997. Lake level changes and development of alluvial fans in Lake Tuz and the Konya basin during the last 24000 years on the Anatolian plateau, Turkey. *Jripri Revieir* 8, 65-84.
145. Ni J., Yu G., Harrison S.P., Prentice I.C. Palaeovegetation in China during the late Quaternary: Biome reconstruction based on a global scheme of plant functional types// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanology*. – 2010, № 289. – P. 44-61.
146. Orme, A.R. 2002. The Pleistocene legacy: beyond the ice front. In: Orme, A. R. (ed.) *The Physical Geography of North America*. Oxford University Press, New York, 55–85.
147. Orme A.R. Pleistocene pluvial lakes of the American West: a short history of research // *History of Geomorphology and Quaternary Geology (Geological Society special publication № 301)*/ Ed. by R.H.Grapes et al. – L.: The Geological Society, 2008. – pp. 51-78.
148. Ortega Guerrero, B., M. Caballero Miranda, S. Lozano García, and M. De la O Villanueva. 1999. Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: Preliminary results. *Geofis. Int* 38:1–11.
149. Parker A.G., Eckersley L, Smith AM, Goudie AS, Ward S, White K, . (2004) Holocene vegetation dynamics in the Northeastern Rub' al-Khali desert, Arabia Peninsula: A phytolith, pollen and carbon isotope study. *Journal of Quaternary Science* 19: 665–676.
150. Piovano E, Ariztegui D, Córdoba F (2008) Reconstrucciones paleohidrológicas en la región pampeana (Programa paleo-pampas). XII Argentine Meeting of Sedimentology, XIIRAS, Buenos Aires, Argentina

151. Prentice I., Guyot J., Harrison S.P. Mediterranean vegetation, lake-levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum// *Nature*. – 1992, № 360. – P. 658-660.
152. Rhode, D. 2001. Packrat middens as a tool for reconstructing historic ecosystems. In D. Egan and E. A. Howell, eds., *The Historical Ecology Handbook: A Restorationist's Guide to Reference Ecosystems*, pp. 257 – 293. Island Press, Washington, DC.
153. Reeves, C. C. Jr. (1965) Pluvial Lake Palomas, northwestern Chihuahua and Pleistocene geologic history of south-central New Mexico: *N. Mex. Geol. Soc. Guidebook, Sixteenth annual field conference, Southwestern New Mexico II*, p. 199-203.
154. Roberts, N. and Barker, P. (1993) Landscape stability and biogeomorphic response to past and future climatic shifts in intertropical Africa, in D.S.G. Thomas and R.J. Allison (eds.) *Landscape sensitivity (British Geomorphological Research Group Symposia Series. Chichester: Wiley. pp. 65–82.*
155. Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, S., Morton, O., Lozano, R., Jonathan, M.P., Sánchez, J.L., Macías, M.C., 2012, Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert: Implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP: *Journal of Arid Environments*, 81, 47-58.
156. Roy, P.D. & Singhvi, A.K.: Climate variation in the Thar Desert since the Last Glacial Maximum and evaluation of the Indian Monsoon, 2016 TIP, Volume 19, Issue 1, Pages 32-44
157. Roy P.D., Sinha R., Smykatz-Kloss W., Singhvi A.K. and Nagar Y.C., 2008. Playas of the Thar Desert: Mineralogical and Geochemical Archives of Late Holocene Climate. *Asian Journal of Earth Sciences*, 1: 43-61.
158. Schütt, B., Berking, J., Frechen, M., and Yi, C. (2008): Lake Pleistocene Lake Level of the Nam Co, Tibetan Plateau, China. – *Z. Geomorph. N.F. (52) Suppl. 2: 57 – 74.*
159. Schulz, E. and J.W. Whitney, 1986. Upper Pleistocene and Holocene lakes in the An Nafud, Saudi Arabia. In: *Hydrobiologia*, 143: 175-190.
160. Sinha, R. K., Bhatia, S., & Vishnoi, R. (1996). Desertification control and rangeland management in the Thar desert of India. *RALA Report No. 200: 115–123.*
161. Sinha, R., D. Stueben, and Zsolt Berner (2004) Paleohydrology of the Sambhar Lake Playa, Thar Desert, India using geomorphological and sedimentological evidences. *Jour. Geological Society of India*, 64, 419-430
162. Stine, S., Stine, M., 1990. A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America. *Nature* 345, 705 – 708.
163. Street, F.A. (1979a) Late Quaternary lakes in the Ziway-Shala basin, southern Ethiopia. PhD thesis. Cambridge University.

164. Street, F.A. (1979b) Late Quaternary precipitation estimates for the Ziway-Shala basin, southern Ethiopia. *Palaeoecology of Africa*, 11, 135–143.
165. Sundaram, R.M. & Pareek, S. Quaternary facies and paleoenvironment in north and east of Sambhar lake, Rajasthan. *J. Geol. Soc. India* 46, 385-392 (1995).
166. Sylvestre, F. Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America. In: Vimeux F. et al. (Ed.). *Past climate variability in South America and surrounding regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, v. 14: *Developments in Paleoenvironmental Research*. New York: SpringerVerlag, 2009, p. 3-28
167. Taieb, M., Barker, P., Bonnefille, R., Damnati, B., Gasse, F., Goetz, C., Marcel, C.H., Icole, M., Massault, M., Roberts, N., Vincens, A., Williamson, D., 1991. Late Pleistocene paleohydrological changes of Lake Magadi (Kenya). *Comptes Rendus de l' Academie des Sciences Serie* 2313, 339–346.
168. Tarasov P.E., Volkova V.S., Webb T. III, Guiot J., Andreev A.A., Bezusko L.G., Bezusko T.V., Bykova G.V., Dorofeuk N.E., Kvavadze E.V., Osipova M.I., Panova N.K., Sevastyanov D.V. Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from Northern Eurasia / *Journal of biogeography*, 2000. № 27. P. 609-620.
169. Trauth M.H., Strecker M.R. (1999). Formation of landslide-dammed lakes during a wet period between 40,000 and 25,000 yr B.P. in northwestern Argentina. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 153:277–287
170. Trauth M.H., Ricardo A.A., Haselton K.R. (2000). Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. *Earth Planet Sci Lett* 179:243–256
171. Van Staalduinen M.A , Werger M.J.A. Vegetation ecological features of dry Inner and Outer Mongolia // *Ber. d. Reinh.-Tuxen-Ges.* 18, Hannover, 2006. P.117-128.
172. Velázquez Duran, R., I. Israde Alcantare, and S. Lozano García. 2001. Significado ecológico de los palinomorfos depositados en el lago de Cuitzeo, Michoacán, durante los últimos 35,000 años. *Ci. Nicolaita* 29:45–61.
173. Wang R., Shuichang Z., Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 203 (2002), 461-477.
174. Warren, J.K, and Kendall, C.G. St. C., 1985. Comparison of Sequences Formed in Marine Sabkha (Subareal) and Salina (Subaqueous) Settings—Modern and Ancient, *AAPG Bulletin*, v. 69, no, 6, p. 1013
175. Wasson, R.J., Smith, G.I. & Aggarwal, D.P. Late Quaternary sediments, minerals and inferred geochemical history of Didwana lake. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 46, 345-372 (1984).

176. Watts, W.A. and J.P. Bradbury. 1982. Paleoecological studies at Lake Pátzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quatern. Res* 17:56–70.
177. Wellbrock, K., Voß, P., Grottker, M. (2011): Reconstruction of mid-Holocene climate conditions for north-western Arabian oasis Tayma. *Contribution to the 4th International Conference on Water Resources & Arid Environments, Riyadh, Saudi-Arabia*, 1 (3): 200-209.
178. Wünnemann, B., Reinhardt, C., Kotlia, B. S., and Riedel, F. (2008): Observations on the Relationship between Lake Formation, Permafrost Activity and Lithalsa Development during the last 20 000 years in the Tso Kar Basin, Ladakh, India. – *Permafrost and Periglac. Process.* 19: 341–358.
179. Ybert J.P. (1992) Ancient lake environments as deduced from pollen analysis. In: Dejoux C, Iltis A (eds) *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
180. Yu G., Xue B., Liu J., Chen X. LGM lake records from China and an analysis of climate dynamics using a modeling approach / *Global and Planetary Change*, 2003. № 38. P. 223-256. (51)
181. van Zeist W., Wright H.E. Preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, south-western Iran / *Science*, 1963. N 140. P. 65-67.
182. Zhou, J, Lau, K.M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11, pp. 1020–1040.
183. Zonn, Igor S. *The Caspian Sea Encyclopedia*. Springer. Retrieved 26 July 2013
184. <http://bse.sci-lib.com/article059731.html>, 7 мая 2017
185. <http://en.climate-data.org/>, 7 ноября 2016
186. <http://en.wikipedia.org/>, 28 июня 2016
187. http://www.feem-web.it/transcat_conf/conf_papers/Guluzada.pdf, 7 мая 2017
188. <http://www.ga.gov.au/>, 17 марта 2017
189. <https://global.britannica.com/>, 7 февраля 2017
190. <http://www.kcl.ac.uk/sspp/departments/geography/people/academic/drake/Research/The-Sahara-Megalakes-Project/The-Sahara-Megalakes-Project.aspx>, 3 марта 2017
191. <http://www.klimadiagramme.de/>, 7 февраля 2017
192. http://www.lakerukwabasin.co.tz/Final%20Report%20_vulnerability%20assessment.pdf, 30 октября 2016
193. <https://www.nps.gov/grba/learn/education/upload/Unit%204-2.pdf>, 7 ноября 2016
194. <http://pubs.usgs.gov/sir/2006/5288/sir2006-5288.pdf>, 7 ноября 2016
195. <http://www.rajras.in/index.php/peaks-of-rajasthan/>, 6 декабря 2016