ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология»
2015. Т. 11. С. 55–85
Онлайн-доступ к журналу:
http://isu.ru/izvestia

ИЗВЕСТИЯ
Иркутского государственного университета

УДК 551.312.4(571.5)

Модели эволюции озерных бассейнов Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене

К. Г. Леви, А. И. Мирошниченко, Е. А. Козырева, А. В. Кадетова
Институт земной коры СО РАН

Аннотация. Рассмотрена эволюция озер на юге Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. Показана роль природно-климатических изменений в вариациях уровня стояния оз. Байкал. Проанализированы геолого-геоморфологические материалы о ранней истории формирования рельефа региона, исторические материалы о состоянии озера, и выполнена попытка заглянуть в недалекое будущее развития комплекса экзогенных процессов с помощью простейших подходов математической статистики.

Ключевые слова: Восточная Сибирь, Байкал, плейстоцен, голоцен, климатические изменения, геоэкологический прогноз.

Введение

Понижение уровня оз. Байкал в 2014 г. вызвало необоснованный ажиотаж в российских средствах массовой информации. Именно это побудило нас вспомнить некоторые забытые факты из жизни озерного бассейна. Сначала коснемся некоторых геолого-геоморфологических данных, полученных в недалеком прошлом различными исследователями, и построим ряд моделей, поясняющих эволюцию природно-климатических изменений за прошедшие 150 тыс. лет. Затем остановимся на современном состоянии бассейна оз. Байкал, исследовав поведение во времени его уровенного режима в связи с проявлением опасных экзогенных процессов, и попытаемся заглянуть в будущее на 35 лет.

Чтобы получить масштабное представление о формировании рельефа и неотектонической структуры региона на юге Восточной Сибири, обратимся к ряду материалов, опубликованных в недалеком прошлом. Сообщим, что, по мнению многих исследователей, неотектонические движения в Прибайкалье начали проявляться в эоцене, т. е. 55,8±0,2–33,9±0,1 млн л. н. на месте сформировавшегося к тому времени пенеплена. Однако термин «пенеплен» не очень подходит к существовавшему здесь в то время рельефу (рис. 1) [Леви, 1991, 1998; Современная геодинамика … , 2012]. Обращает на себя внимание

то, что Байкальская впадина заложилась на склоне водораздела между Атлантическим и Тихим океанами. Неотектонические движения к настоящему времени полностью переработали этот древний рельеф и способствовали возникновению комплекса рифтогенных структур Прибайкалья. В обобщенном виде ситуация выглядит так, как это показано на рис. 2, а современное состояние рельефа приведено на рис. 3.

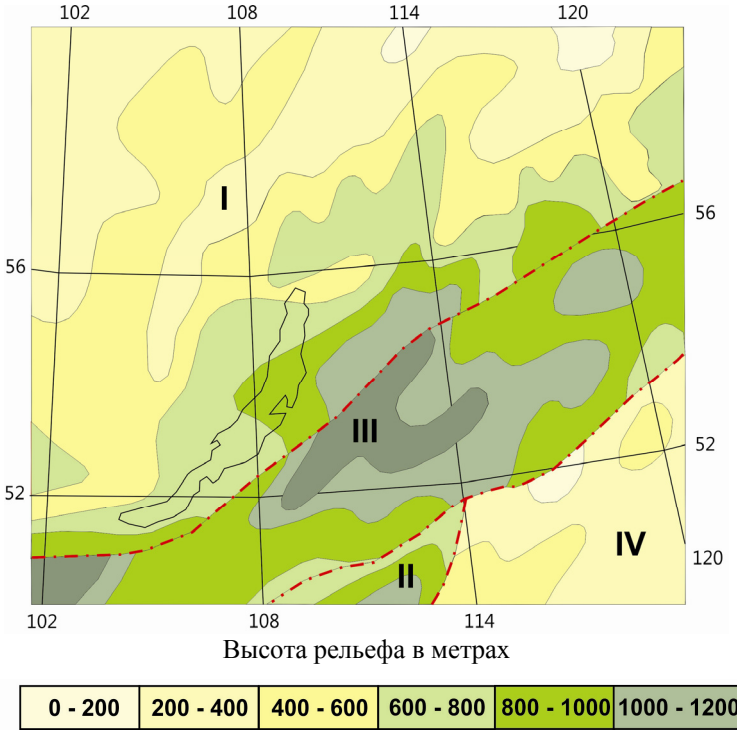

Рис. 1. Палеорельеф Байкала.
Условные обозначения: I–IV – области с различным возрастом исходной поверхности выравнивания: I – поздний мел – эоцен; II – поздний мел – олигоцен; III – палеоцен – олигоцен; IV – палеоген – миоцен

Здесь мы должны констатировать тот факт, что рельеф в позднем плейстоцене мало отличался от современного, может быть, только по высоте над уровнем моря, ведь неотектонические движения продолжаются и в настоящее время. Но наиболее ярким явлением плейстоцена оказалось оледенение в Сибири, так же как и на других континентальных массивах Северного полушария. Именно чередование похолоданий и потеплений преобразило физическую географию многих регионов, включая и Прибайкалье. Причиной таких природно-климатических изменений явилась атмосферная циркуляция, зависящая от трех главных факторов – вариаций солнечной активности, изменений орбитальных параметров Земли и рельефа земной поверхности. И неслучайно мы акцентировали внимание на несущественных различиях позднеплейстоценового и современного рельефа.

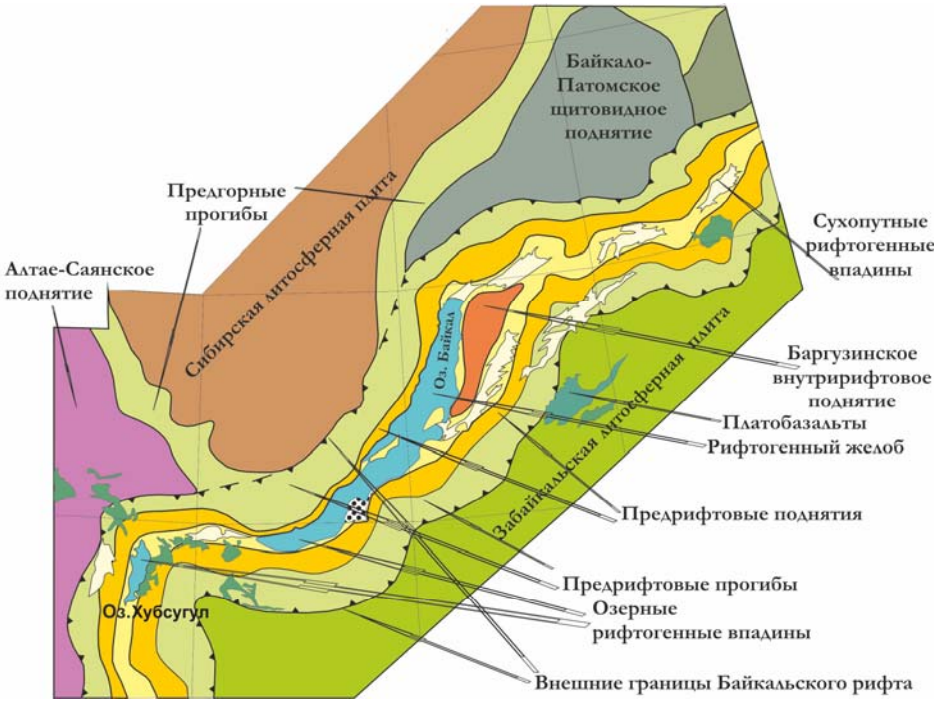

Рис. 2. Схема неотектонического районирования Байкальской рифтовой зоны

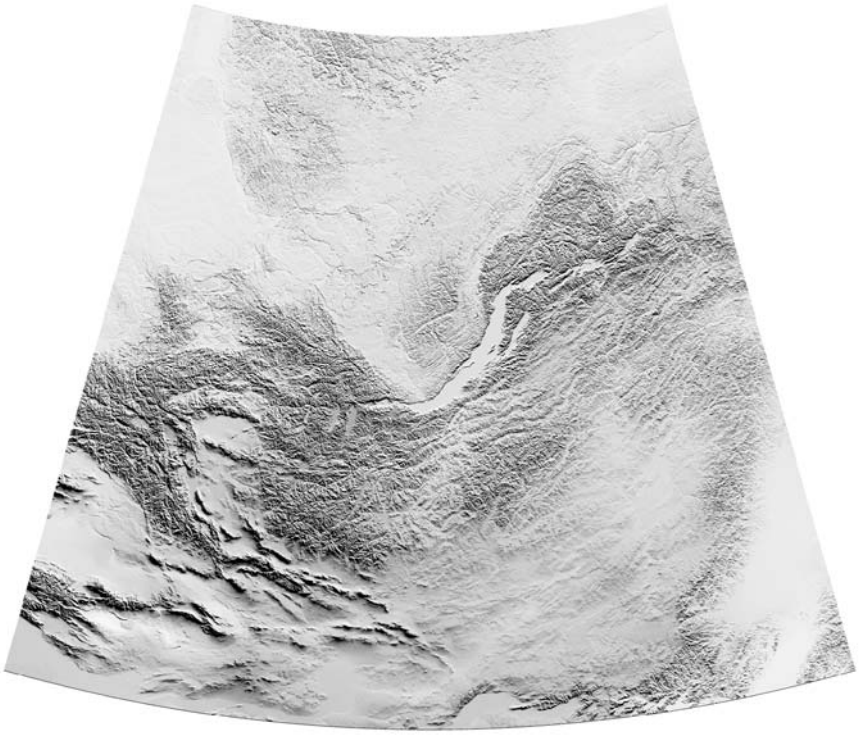

Рис. 3. Современный рельеф Центральной Азии

Периодизация событий позднего плейстоцена и голоцена и модель природно-климатических изменений

Вся история позднего плейстоцена и голоцена основывается на выделении периодов похолоданий и потеплений, что приведено в табл. 1. На рис. 4 дана модельная кривая природно-климатических изменений, построенная с учетом вариаций по времени солнечной активности и орбитальных параметров Земли (циклы Миланковича) [Миланкович, 1939].

Таблица 1

Хронологическая таблица событий позднего плейстоцена и голоцена

ГОЛОЦЕН			
Временной интервал	Сибирь	Аравия	Временной интервал
2,5–0 тыс. л. н.	субатлантик	современная аридизация	**3–0 тыс. л. н.**
4,5–2,5 тыс. л. н.	суббореал	ослабление аридизации	**3–4 тыс. л. н.**
8–4,5 тыс. л. н	атлантик – тепло, встречаются зерна винограда	начало современной аридизации	**6 тыс. л. н.**
9,5–8 тыс. л. н.	бореал	трансгрессия данкирка	**4–7 тыс. л. н.**
11–9,5 тыс. л. н.	аллерёд+предбореал	аридная фаза?	**10–7 тыс. л. н.**
		гумидная фаза	**12–10 тыс. л. н.**
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН			
14–10 тыс. л. н.	поздний сартан 12,8–11,5 тыс. л. н. – эпоха гидрокатастроф, «остановка» Гольфстрима – тепло в Сибири и холодно в Европе	жестокая аридизация	**17–12 тыс. л. н.**
16–14,5 тыс. л. н.	средний сартан-2		
18–16 тыс. л. н.	средний сартан-1		
21–18 тыс. л. н.	ранний сартан-2 – холодно и сухо	семиаридная фаза (саванновая)	**36–17 тыс. л. н.**
24–21 тыс. л. н.	ранний сартан-1 – холодно и влажно		
30–24 тыс. л. н.	каргинское время – липовско-новоселовское потепление		
33–30 тыс. л. н.	каргинское время – конощельское похолодание		
43–33 тыс. л. н.	каргинское время – малохетский оптимум	аридная фаза	**древнее 36 тыс. л. н.**

Окончание табл. 1

Временной интервал	Сибирь	Аравия	Временной интервал
45–43 тыс. л. н.	каргинское время – раннее похолодание	–	–
50–45 тыс. л. н.	каргинское время – раннее потепление	–	–
110–50 тыс. л. н.	муруктинское оледенение	–	–
125–110 тыс. л. н.	казанцевское межледниковье	–	–
180–125 тыс. л. н.	тазовское оледенение	–	–

Модель природно-климатических вариаций построена путем суммирования гармоник орбитальных параметров Земли и вариаций солнечной активности (см. рис. 4). Как мы отмечали выше, контрастность высот рельефа в Сибири мало чем отличалась от современной, была подобной и направленность воздушных потоков. Кривая неплохо согласуется с данными табл. 1. Выделяются все главные таксоны позднего плейстоцена и голоцена, характеризующиеся последовательной сменой похолоданий и потеплений. Рассмотрим внутреннее содержание перечисленных таксонов.

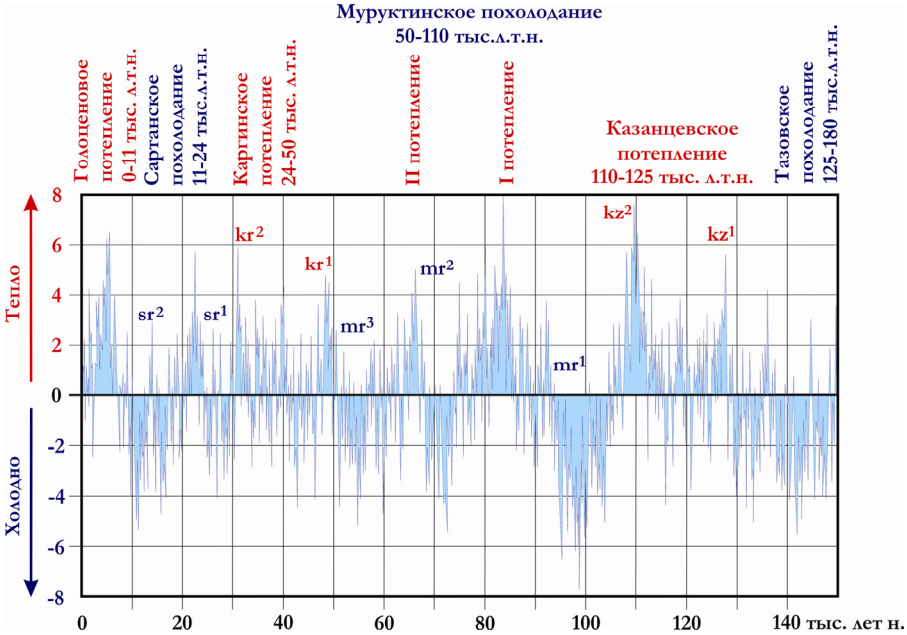

Рис. 4. Модельная кривая природно-климатических изменений, построенная с учетом вариаций по времени солнечной активности [Гелиогеодинамика … , 2012] и орбитальных параметров Земли (циклы Миланковича) [Миланкович, 1939]. Индексы временных интервалов sr, kr, mr, kz соответствуют индексации в коллективной работе иркутских археологов [Стратиграфия, палеогеография и археология …, 1990]

Тазовское похолодание (**~180–125 тыс. л. н**.). Ознаменовалось обширным оледенением в Арктике, Субарктике и горах юга Сибири [Объяснительная записка … , 2010; Колтыпин, 2010; Карта четвертичных образований … , 2013]. Основное поступление необходимого объема влаги обеспечивалось так же, как и теперь. Границей устойчивого существования ледников является снеговая линия. С. Портер [Porter, 1977] установил, что депрессия снеговой линии во время оледенения в горах на средних широтах составляла 900±100 м, но по мере смещения на север на побережье океана она могла снижаться до уровня моря. Как известно, снеговая линия является производной климатических особенностей территорий, особенно соотношения температур и влажности атмосферного воздуха, и отражает нижнюю границу существования ледников в реальных условиях рельефа земной поверхности. Для наглядности на рис. 5 помещены профили, отражающие топографию Азии с примерным положением снеговой линии на период тазовского оледенения. Голубым цветом закрашены области устойчивого существования льда. Исходя из этих условий, можно восстановить гипотетические контуры ледников тазовского времени, которые покрывали рассматриваемую территорию (рис. 6). Ситуация весьма схожая с сартанским оледенением [Гросвальд, 1999], но более масштабная.

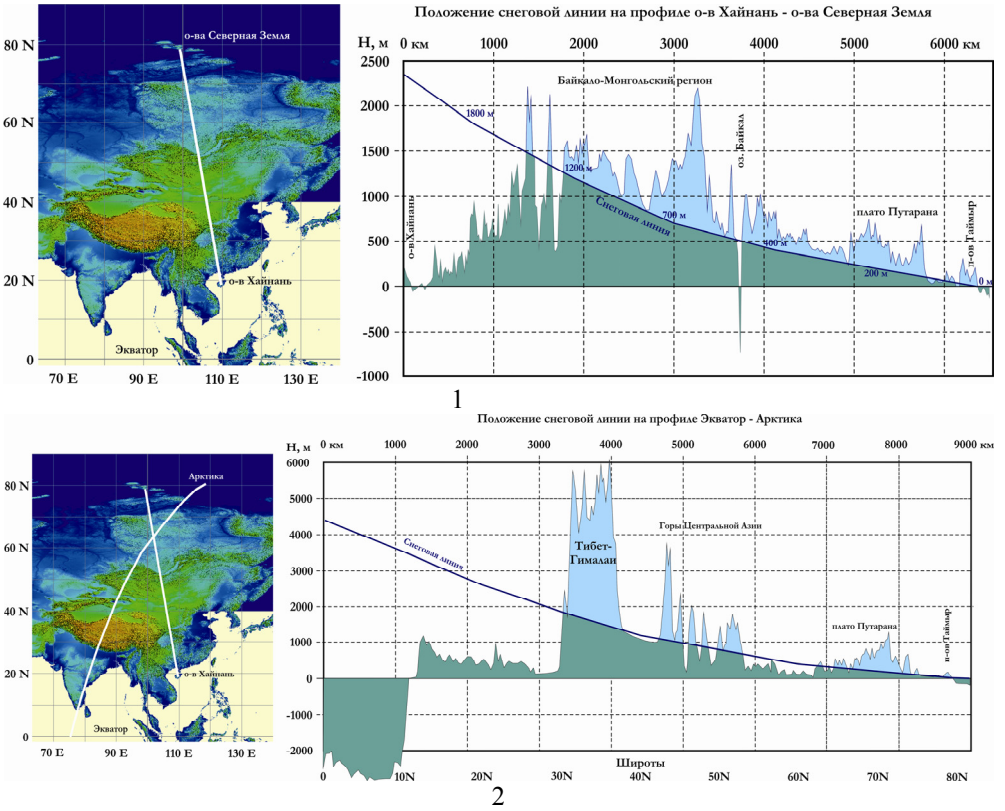

Рис. 5. Примерное положение снеговой линии в Азии на момент максимального оледенения по профилям: *1* – о-в Хайнань – о-ва Северная Земля; *2* – экватор – Арктика

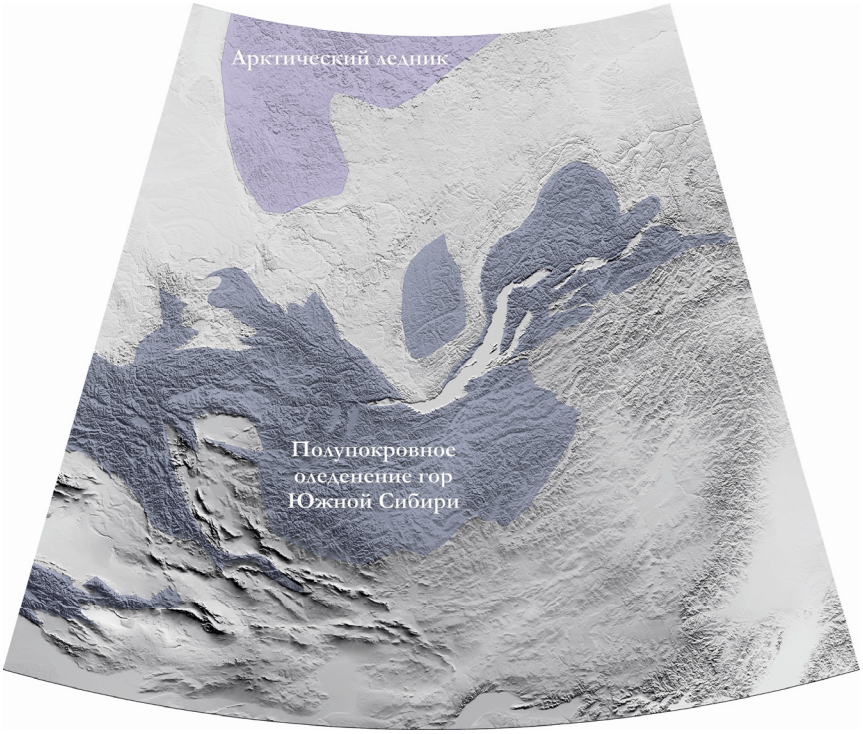

Рис. 6. Примерные контуры ледниковых покровов тазовского оледенения

Само оз. Байкал ледником не перекрывалось, поскольку находилось ниже снеговой линии. Вероятно, в это время оно сезонно покрывалось льдом, но не более. Сама озерная линза из-за недостатка воды распалась на три – Северную, Центральную и Южную (рис. 7). Такая рисовка котловин базируется на том, что кроме прибортовых морен геофизики фиксируют еще и погребенные под современными осадками более древние морены.

Казанцевское потепление (~125–110 тыс. л. н.). Модельная кривая указывает, что в это время наиболее сильные потепления наблюдались в начале и конце эпохи, а в середине наблюдалось относительное и неглубокое похолодание. Возможно, это похолодание связано с таянием тазовских ледников и появлением больших объемов талых пресных вод. При этом ледники гор юга Сибири таяли интенсивнее, чем льды Арктики и Субарктики. Потому талые воды должны были скапливаться у края последних. То есть возникла ситуация, подобная изложенной в работе М. Г. Гросвальда [1999] при объяснении феноменов сартанского оледенения, но более масштабная.

С эпохой казанцевского потепления связан ряд природных феноменов, так и не объясненных до сегодняшнего дня. Первый феномен – это широкое распространение немых песчаных отложений в Прибайкалье, Забайкалье и во впадинах Байкальской рифтовой зоны. К 1975 г. их широкомасштабное распространение было доказано, а их предполагаемое время возникновения оп-

ределено казанцевским межледниковьем [Новые данные о составе … , 1975; Мац, Галкин, Мизандронцев, 1975]. Было совершенно непонятно, как образовались эти песчаные поля. Второй феномен – существование во всех рифтогенных впадинах террасовидного уступа на относительной высоте 200–300 м над днищами этих структур. Высказывалось предположение о том, что он маркирует древние береговые линии озерных котловин, наполнявших когда-то рифтогенные впадины [Голубева, Равский, 1962; Антропогеновые отложения … , 1964; Осадчий, 1982, 1995; Кульчицкий, 1994]. Третий феномен – каналы стока из байкальского бассейна. Обсуждались варианты стоков через долины рек Иркут, Бугульдейка, Анга и др. Четвертый феномен – йокульлаупы – гигантская водная рябь, обнаруженная во многих районах Сибири [Рудой, 2002; Евразийские катастрофические потопы … , 2007; Кривоногов, 2010]. Датировки этих образований «гуляют» в широких пределах и обычно связываются с деградацией сартанского оледенения.

Исходя из сказанного, мы решили выполнить картографическое моделирование ситуации казанцевского межледниковья. Для этого мы просто «залили» водой весь рельеф до абсолютной высоты 700 м над уровнем моря. Эта модель приведена на рис. 8, а фрагмент этой ситуации, рассмотренный в работах [Margold, Jansson, 2011; Glacial Lake Vitim … , 2011], помещен на рис. 9.

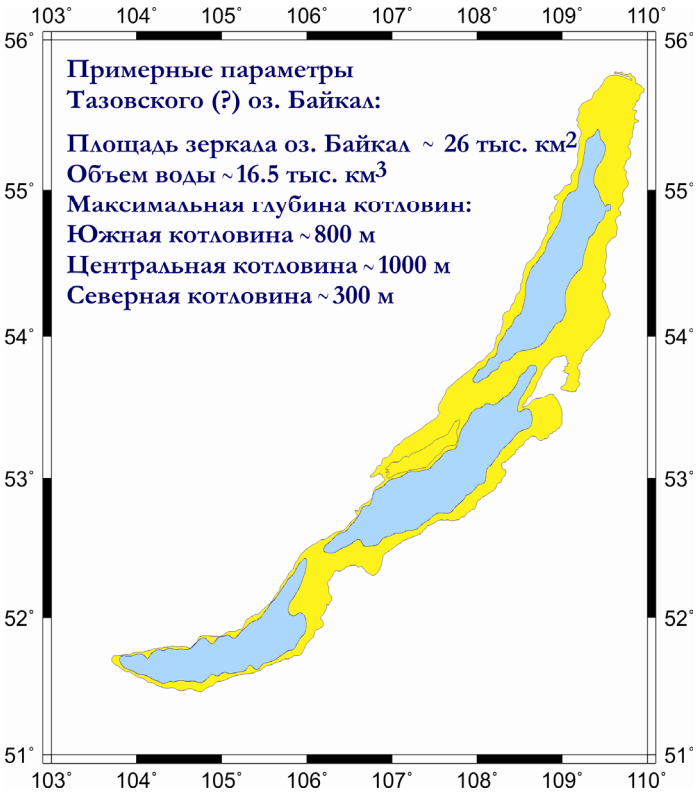

Рис. 7. Примерные параметры оз. Байкал в эпоху тазовского оледенения

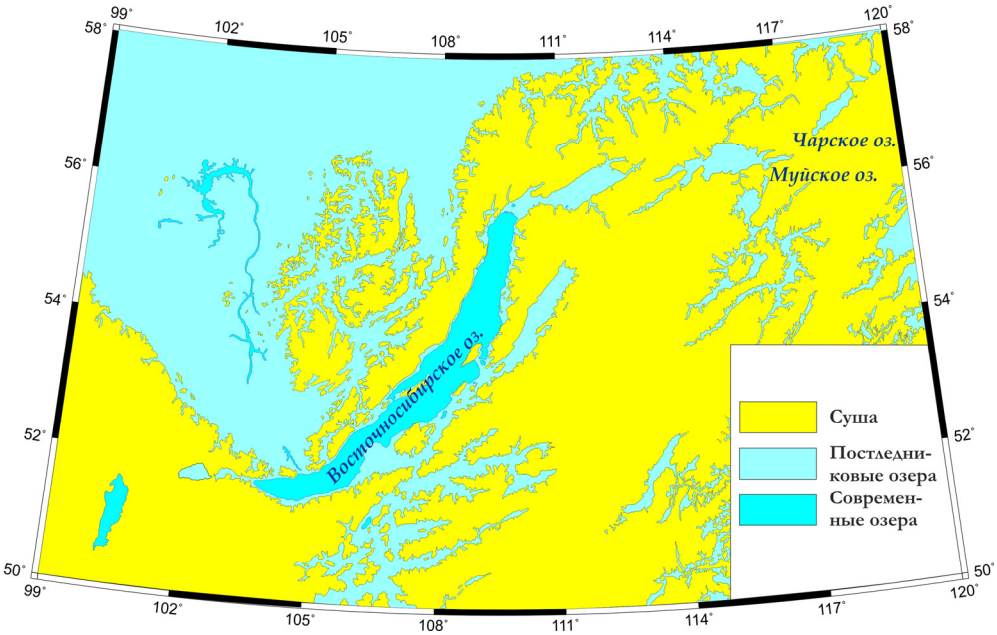

Рис. 8. Восточно-Сибирская озерная страна в эпоху казанцевского потепления

Однако возник вопрос: откуда взялось такое количество воды? Ответ – конечно же, из таявших горно-долинных, полупокровных и покровных ледников. При этом надо учесть, что тазовское оледенение проявилось на обширных территориях севера Сибири и охватило горное обрамление юга Сибири. Все сибирские реки, так же как и сейчас, текли на север. И в этом случае субарктический ледник способствовал накоплению пресной воды у южных его окраин. Источником воды для строительства этих ледников являлся атмосферный массоперенос. На рис. 10 приведена принципиальная схема воздушного массопереноса из работы [Шейнкман, Антипов, 2007], предусматривавшая перенос влаги с ветрами западного и северного румбов. Это, вероятно, правильно, если рассматривать оледенение северных склонов гор Сибири, но можно утверждать, что такой перенос не мог обеспечить широкое распространение ледников, поскольку ветры с Атлантики приходили в Сибирь уже иссушенными по пути следования. К тому же северные склоны гор по абсолютной высоте ниже южных, и потому ветры не могли сбрасывать достаточное количество атмосферных осадков для снего- и льдообразования.

Таким образом, представление о «Казанцевской озерной стране» на юге Сибири способно объяснить обширное распространение хорошо отсортированных песков в Прибайкалье, Забайкалье и рифтогенных впадинах, 200-метровые террасовидные уступы (возможно, говорящие о высоком стоянии вод), каналы стока из Протобайкальского озера в сторону Средне-Сибирского плоскогорья – прорезь рек Ангары, Бугульдейки, Анги и урочище Косая Степь. Однако пески, залегающие под илистыми осадками современного оз. Байкал, вероятно, обязаны своим более ранним появлением и каким-то пока неизвестным нам природным событиям.

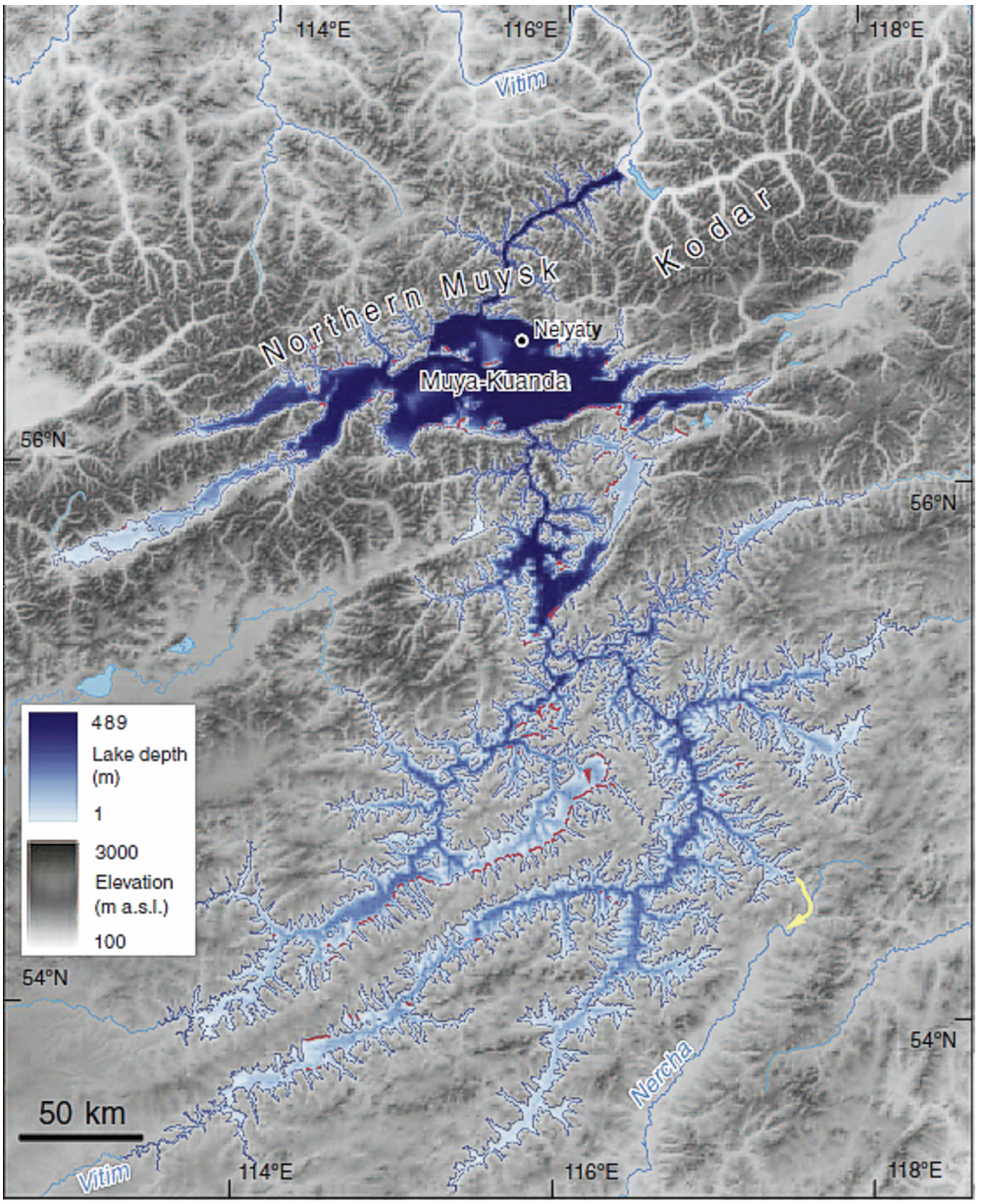

Рис. 9. Муйское, или Муйско-Витимское, озеро [Margold, Jansson, 2011; Glacial Lake Vitim ... , 2011, Fig. 1, *b*]

В работе О. Ю. Марченко [2013], где рассмотрены периодичность и объемы стока вод р. Селенги в оз. Байкал, убедительно показано, что в основном влажные ветра приходят на территории Прибайкалья и Забайкалья из южных и восточных румбов (рис. 11).

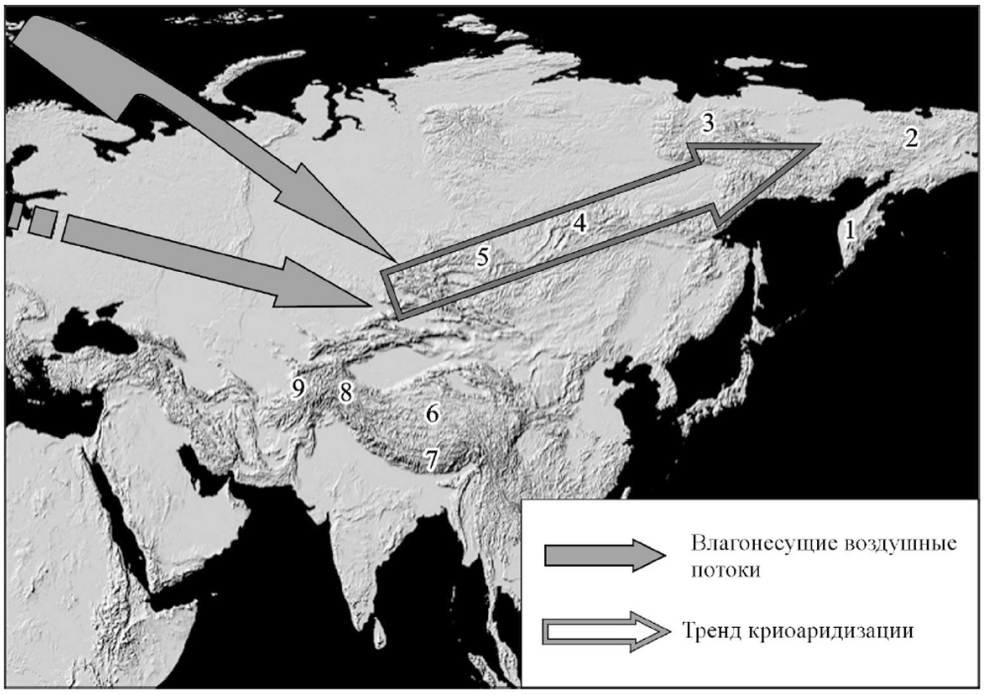

Рис. 10. Горные сооружения Северной Евразии и воздействие на них основных влагопотоков: *1* – горы Камчатки; *2* – Чукотское нагорье; *3* – Верхояно-Колымская горная страна; *4* – горы Прибайкалья; *5* – Алтае-Саянская горная страна; *6* – Тибет; *7* – Гималаи; *8* – Каракорум; *9* – Гиндукуш [Шейнкман, Антипов, 2007]

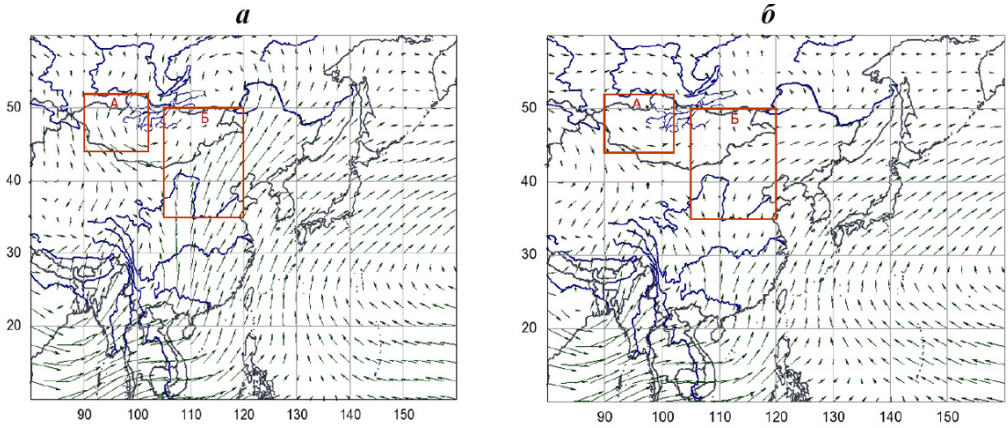

Рис. 11. Осредненные за июнь–август поля скоростей и направлений ветров на высоте 850 гПа за периоды: *а* – 1948–1975 гг.; б – 1976–2011 гг. *А* – перенос умеренных широт и *Б* – муссонный перенос [Марченко, 2013]

Муруктинское похолодание (~110–50 тыс. л. н.). Настораживает длительность похолодания – 60 тыс. лет. Однако модельная кривая указывает на то, что внутри этого похолодания «спрятались» два потепления с модельным возрастом максимумов 65 и 85 тыс. л. н. (см. рис. 4). Надо отметить, что следы муруктинского похолодания плохо сохранились. Вероятно, они были стерты более поздними геологическими процессами, сопровождавшими природно-климатические изменения в каргинское, сартанское и голоценовое время. Наилучшим образом о наличии этих потеплений свидетельствуют почвенные горизонты в разрезе местонахождения Игетейский Лог (рис. 12) в долине р. Ангары [Стратиграфия, палеогеография и археология … , 1990].

Модельная кривая показывает чередования природно-климатических изменений в течение трех последующих эпох – каргинского потепления, сартанского оледенения и голоценового потепления (рис. 12). Она удовлетворительно согласуется с табл. 1, несколько сдвинута по времени относительно кривой «почвообразования». Количество костных остатков мамонтов уменьшается в периоды потеплений и увеличивается в периоды похолоданий, что соответствует климатическим условиям их существования. Здесь мы не будем останавливаться на подробной верификации модельной кривой с геолого-палеонтолого-геоархеологическими данными.

Каргинское потепление (~50–24 тыс. л. н.). Судя по модельной кривой (см. рис. 13), эта эпоха характеризовалась частой сменой потеплений и похолоданий. Особенно теплым промежутком времени было самое ее начало, сменившееся глубоким похолоданием в модельном интервале времени 42–38 тыс. л. н. с максимумом потепления в интервале модельного времени 33–32 тыс. л. н., после чего на рубеже 24–23 тыс. л. н. наступило глубокое похолодание в преддверии сартанского оледенения.

Сартанское оледенение (~24–10 тыс. л. н.). Указанный промежуток времени является традиционным, хотя модельная кривая указывает на резкий всплеск потепления в интервале модельного времени 14–10 тыс. л. н., с которым, вероятно, следует связывать серию гидрокатастроф, перечисленных в табл. 1. Модель, характеризующая положение ледниковых массивов на севере Евразии, подробно рассмотрена в работе М. Г. Гросвальда [1999]. В ней предполагается наличие обширного Арктического ледника, толщина которого могла достигать 2,5 тыс. м, и небольших полупокровных горно-долинных ледников в горах юга Сибири. Поскольку далее мы будем акцентировать внимание на динамике оз. Байкал, то обратимся к ледникам, располагавшимся в обрамлении озера. Подробно остановимся на одном из них, лежавшем в горном обрамлении северной оконечности озера – Баргузинском леднике. Его площадь оконтуривают внешние конечно-моренные валы, а внутренние фиксируют стадии его отступления по мере потепления климата. Конечно-моренные валы обнаружены не только на суше, но и эхолотной и геофизической съемкой на дне Северного Байкала (рис. 13). Они лежат на 360–400 м ниже современного уровня озера. Такие морены формируются только на суше, но никак не под водой.

Мы попытались оценить толщину ледникового покрова Баргузинского ледника, существовавшего в Прибайкалье в эпоху сартанского оледенения (рис. 14) [Постгляциальная тектоника … , 1998].

Сартанское похолодание 24-10 тыс. л.т.н.	sr^4		~ 10-14 тыс. л.т.н.	Лессовидные суглинки
	sr^3		~ 14-16 тыс. л.т.н.	Пески, оглеенные суглинки, примитивные почвы
	sr^2		~ 16-17 тыс. л.т.н.	Оглеенные суглинки, слабо гумусированные
	sr^1		~ 19-24 тыс. л.т.н.	Пески, супеси, лессовидные суглинки
Каргинское потепление 50-24 тыс. л.т.н	kr^2	Игетей	~ 23.5-29.7 тыс. л.т.н.	Различные почвенные горизонты
	kr^1	Игетей	~ 30-50 тыс. л.т.н.	Суглинки лессовидные 1.0-4.0 м
Муруктинское похолодание 110-50 тыс. л.т.н.	mr^3	Игетей		Пески 0.1-0.2 м Солифлюксий 0.5-3.0 м
	mr^2_3	Игетей		Почва байганская - серая, лесная 0.2-0.3 м «Модельный» возраст ~ 65 тыс. л.н.
	mr^2_2	Игетей		Супеси и лессовидные суглинки - 0.6-0.7 м
	mr^2_1	Игетей		Почва примитивная - 0.05-0.1 м «Модельный» возраст ~ 87 тыс. л.т.н.
	mr^1	Игетей		Пески в логах
Казанцевское потепление 125-110 тыс. л.т.н.	kz^2			Почвы верхнеигетейские: степные, солонцовые, бурые - 0.5-1.0 м
	kz ?	«Модельное» похолодание		
	kz^1			Почва нижнего горизонта: черноземы и лугово-черноземные - 1.0-1.5 м

Рис. 12. Схематическая стратиграфическая шкала местонахождения Игетейский Лог [Стратиграфия, палеогеография и археология … , 1990] с существенными сокращениями. Розовые поля – потепления, голубые – похолодания, розово-голубые – периоды частых смен потеплений и похолоданий в каргинскую эпоху и наоборот в сартанскую эпоху

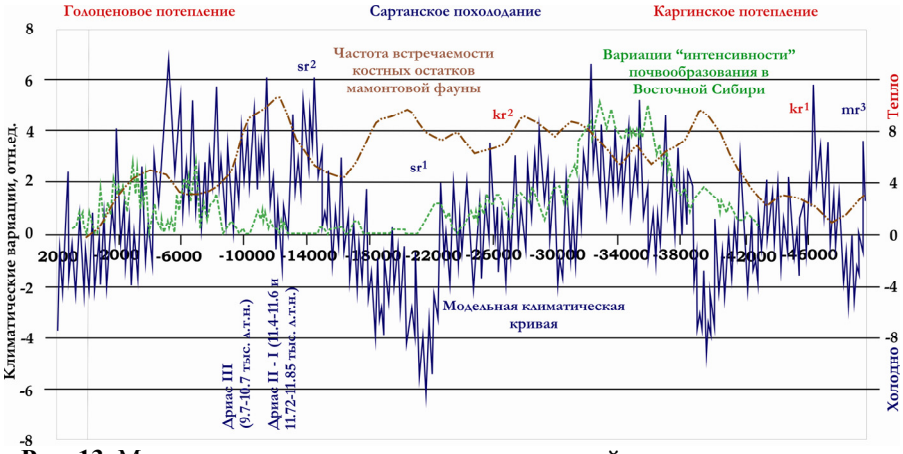

Рис. 13. Модельная кривая климатических вариаций, построенная с учетом вариаций солнечной активности и орбитальных параметров Земли на фоне «интенсивности» почвообразования и частоты встречаемости костных остатков мамонтовой фауны. Индексы временных интервалов sr, kr, mr, kz соответствуют индексации в коллективной работе иркутских археологов [Стратиграфия, палеогеография и археология … , 1990]

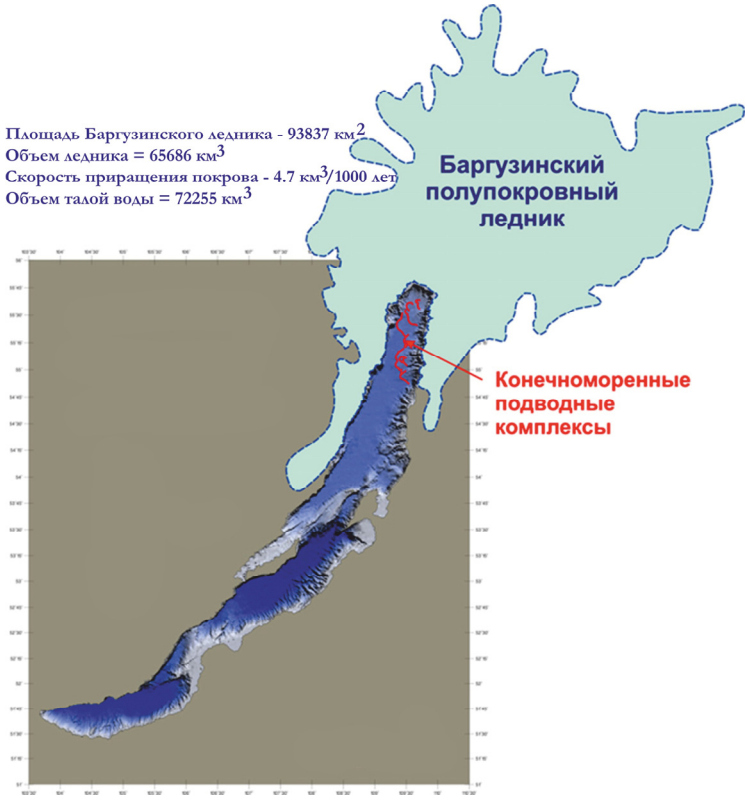

Рис. 14. Северный Байкал. Параметры Баргузинского полупокровного ледника в сартанскую эпоху

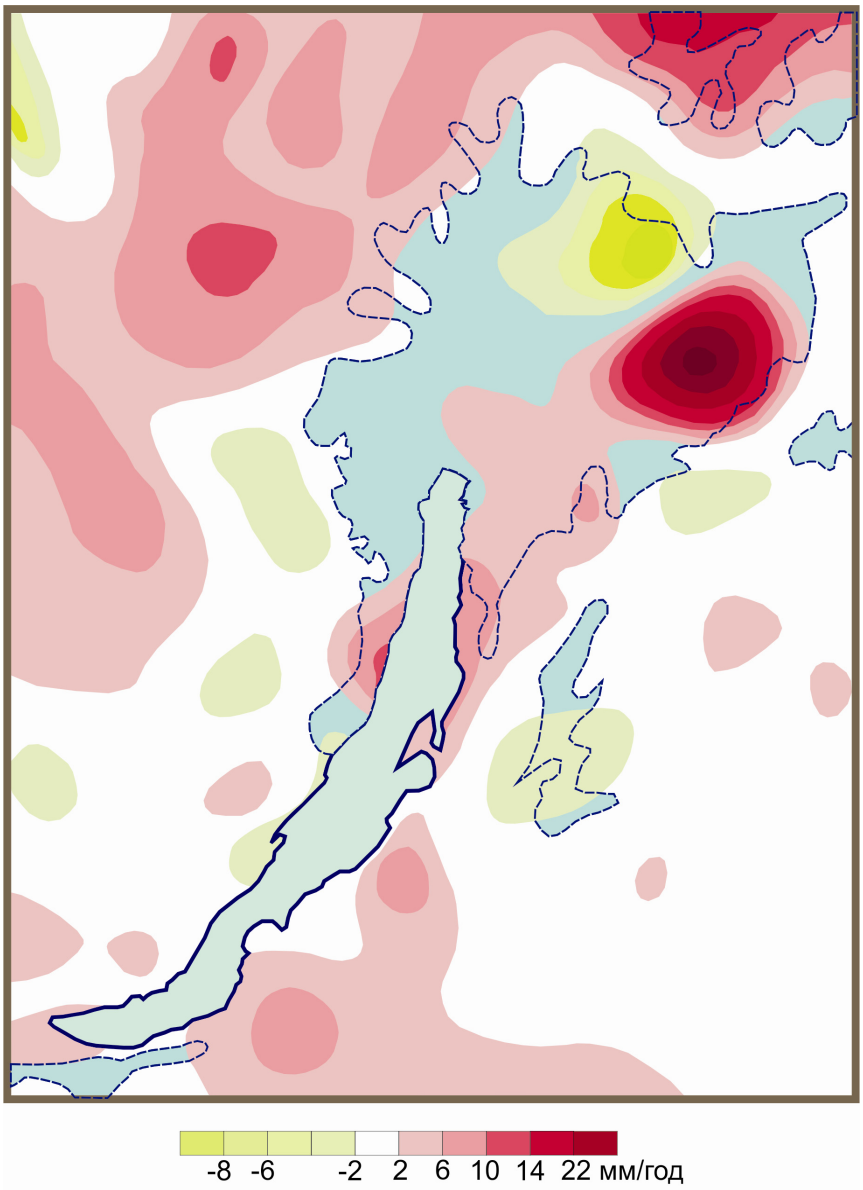

Рис. 15. Схема скоростей современных вертикальных движений земной поверхности в Прибайкалье [Колмогоров, Колмогорова, 1975]

Из рис. 14, 15 следует, что максимальные скорости современных вертикальных движений земной поверхности тяготеют к области распространения Баргузинского ледника, и на этом основании мы можем допустить, что в бывших подледниковых областях Прибайкалья осуществляются гляциоизостатические движения.

В основу расчетов легли данные о параметрах современных ледников (табл. 2, 3), описание которых можно найти в многочисленных публикациях. При этом следует помнить, что лед представляет собой вязкое тело, которое может растекаться и растекается под действием силы тяжести [Ландау, Лифшиц, 1965]. Ледовый покров сохраняет достаточно строгое соотношение между своими площадными размерами и толщиной, что описывается для современных ледников уравнением вида $H_g = 96{,}9\ S_g^{0.17}$, где S_g – площадь, занимаемая ледником, в км^2 и H_g – толщина ледникового покрова в км при коэффициенте корреляции r = 0,79 и объеме выборки n = 70. Подставив в уравнение примерное значение площади ледника, определяемое в нашем случае по поясу конечных морен максимального оледенения и равное почти 94 тыс. км^2, получаем примерную толщину ледникового покрова около 700–800 м. Эта оценка более или менее согласуется с геолого-геоморфологическими данными, опирающимися на показатели высоты троговых долин, фиксирующих в рельефе среднюю толщину ледника [Нагорья Прибайкалья и Забайкалья … , 1974].

Ледник формировался на протяжении примерно 14 тыс. лет, и, следовательно, наращивание толщины льда шло со скоростью 0,044 м в год. Ледовая нагрузка на местность вызвала понижение земной поверхности так же, как и под Скандинавским ледником, но менее масштабное. Снятие ледовой нагрузки привело к быстрому подъему земной поверхности в окрестностях Баргузинского хребта, что было отмечено по результатам повторных нивелировок, выполненных здесь в прошлые годы [Колмогоров, Колмогорова, 1975] (рис. 15).

Природно-климатические изменения на оз. Байкал

Оз. Байкал в эпоху сартанского оледенения. Напомним, что морфологически выраженные морены отмечались под уровнем воды во впадине Северного Байкала на глубине 360–400 м. Мы подчеркнули, что морены не формируются в водной среде, и суша является их местом обитания. Отметим также, что лед является вязким телом и не работает в троговых долинах, как «бульдозер», и не выталкивает обломочный материал впереди ледникового языка. Лед работает, скорее, как транспортерная лента, вмораживает в себя обломки горных пород, перемещает их до снеговой границы, тает и откладывает обломочный материал в виде морен на суше. Отсюда, располагая такими представлениями о сущности ледника, мы можем выполнить картографическое моделирование и посмотреть, каким же было озеро в конце сартанской эпохи. Отметим, что понижение уровня озера происходило за счет поглощения ледниками водяного пара от водоема и перехвата горными хребтами влажного воздуха, поступавшего от восточных и юго-восточных ветров. Результат такого моделирования показан на рис. 16, где одновременно приведены некоторые параметры самой водной линзы. Отметим, что при таком падении уровня озера ничего катастрофического не происходило, хотя все параметры водного бассейна уменьшились тогда примерно на 30–35 %.

Таким образом, мы видим, что размеры озерной линзы менялись во времени существенно, а как влияли эти изменения на экологию – задача для палеонтологов.

Таблица 2

Параметры современных ледниковых щитов

Ледник	Местонахождение	Площадь, км^2			Высота над ур. моря, м			Средняя толщина льда, м	Запас воды, км^3 или объем *
		область аккумуляции	область абляции	всего	низшей точки	границы питания	высшей точки		
Шмидта	о-в Шмидта	25,9	412,6	438,5	0	300		145	54
Академия наук	о-в Комсомолец	2510,4	3355,0	5865,0	0	370–450	781	495	2500
Пионер	о-в Пионер	21,1	232,9	254,0	50	350		192	42
Альбанова	о-в Октябрьской Революции	45,3	363,2	408,5	80	450	524	158	55
Вавилова	–			1816,8	110	430–500	728	265	413
Русанова	–	357,4	598,4	955,8	0–500	450	704	250	206
Карпинского	–	1016,6	1554,2	2560,8	0–600	450	965	280	615
Университетский	–	607,7	1195,7	1803,4	0–200	450–550	800	300	464
Семенова-Тян-Шанского	о-в Большевик	282,8	521,6	804,4	0–250	600	935	140	303
Ленинградский	–	598,6	1105,2	1703,8	80–270	600	935	140	
Ватнайекюдль	о-в Исландия			8538	650–1000		1500–2000	max 1036 ср 750	3520*
Хофсйекюдль	о-в Исландия			925				250	200
Гренландский ледниковый щит	о-в Гренландия			1 726 400	–599–2821		2850–3300	1790 – max 3416	2 988 000*
Западное ледяное поле	о-в Северо-Восточная земля (арх. Шпицберген)			2880			600–700	max 375	750*
Восточное и Южное ледяные поля	–			7920			700–810	max 580	2500*

Продолжение табл. 2

Ледник	Местонахождение	Площадь, км^2			Высота над ур. моря, м			Средняя толщина льда, м	Запас воды, км^3 или объем *
		область аккумуляции	область абляции	всего	низшей точки	границы питания	высшей точки		
Северо-Западный район (плато Холтдаля, Изаксена, Левеншельда, Инфант, Лисбет)	о-в Западный Шпицберген			4314				150–200 max585	1000*
Северо-Восточный район (плато Асгорфонна, Ломоносова)				11 107				370	1840*
Фритьоф-Грефьорд	Шпицберген			87				300	
Асгорфонна				1000!!!				ср250	
Южный район				3805					722*
	о-в Эдж			1880					374*
	о-в Баренца			490					98*
Северный ледниковый щит	Новая земля			19 330				200–300–400	
Виктория	о-в Виктория			10,7			105	–300–450!!!	
Ледники Земли Франца-Иосифа с 22 по 45	о-в Земля Георга			2241			350–400	–300–450	
	о-в Земля Вильчека			1892				300	

Продолжение табл. 2

Ледник	Местонахождение	Площадь, км^2			Высота над ур. моря, м			Средняя толщина льда, м	Запас воды, км^3 или объем *
		область аккуму-ляции	область абляции	всего	низшей точки	границы питания	высшей точки		
	о-в Грэм-Белл			1215				300	
	о-в Земля Александры			781			382	300	
	о-в Галля			917				300	
	о-в Солсбери			876				300	
	о-в Мак-Клинтока			580				300	
	о-в Джексона			463				300	
	о-в Гукера			444			445	300	
	о-в Ла-Ронсьер			406				300	
	о-в Циглера			365				300	
	о-в Чамп-Карла			294				300	
	о-в Александра			327				300	
	о-в Луиджи			302				300	
	о-в Рудольфа			291				300	
	о-в Сальм			268				300	
	о-в Ева-Лив			268				300	
	о-в Нортбрук			242				300	
	о-в Винер-Нейштадт			220				300	
	о-в Брюса			182				300	
	о-в Пайера			144				300	
	о-в Грили			133				300	
	о-в Нансена			102				300	
	о-в Райнера			133				300	
Де-Лонга	о-в Беннета			12			426	80	
Толля	о-в Беннета			56			400	150–160	

Продолжение табл. 2

Ледник	Местонахождение	Площадь, км^2			Высота над ур. моря, м			Средняя толщина льда, м	Запас воды, км^3 или объем *
		область аккумуляции	область абляции	всего	низшей точки	границы питания	высшей точки		
Малая ледниковая шапка	о-в Беннета			4			212	40–50	
Ю-В о-ва	о-в Генриеты			6			310	130–140	
	Канадский арктический арх-г								
Барнс	Баффинова Земля			5936			1028	до 500	
Пенни	----------			5900			2057	до 500	
Восток о-ва	Антарктика			13 000			1885	300	
	о-в Миен			76			268	150	
	Ледниковые палеощиты севера Сибири (реконструкции Бурашниковой 1978 г., Вдовина 1979 г.)								
А				65 152				max 500 ср 250	max 32576 ср 16 288
Б				24 333				max 2000 ср 1000	max 492 300 ср 246 333
В				1 536 000				max 3000 ср 1500	max 4 608 000 ср 2 304 000
С				76 800				max 500 ср 250	max 38 400 ср 19 200
	Ледниковые палеощиты								
	Лаврентьевский щит			13 135 000				max 3000 ср 1500	max 39 405 000 ср 19 702 500
	Скандинавский щит			5 500 000				max 2650 ср 1325	max 14 575 000 ср 7 287 500

Таблица 3

Площадь, толщина и объем льда в Антарктическом ледниковом покрове (по Drewry, 1983)

Ледник		Площадь, тыс. км^2		Общая площадь, км^2		Средняя толщина, м		Объем льда, тыс. км^3		Общий объем ледников всех типов, тыс. км^3	
Наземный ледниковый щит		Плавучие шельфовые ледники	Ледяные купола в пределах шельфовых ледников	Наземный ледниковый щит		Плавучие шельфовые ледники	Ледяные купола в пределах шельфовых ледников	Наземный ледниковый щит	Плавучие шельфовые ледники	Ледяные купола в пределах шельфовых ледников	
Восточная Антарктида	9856	294	6	10 156	2630	400	400	25 920	118	2	26 040
Западная Антарктида	1810	105	3,5	1918,5	1780	375	375	3222	39	1	3262
Антарктический п-ов	300	145	1,5	446,5	610	300	300	183	44	1	228
Шельфовый ледник Росса		526	10	536		427	500		224	5	229
Шельфовый ледник Ронне-Фильхнера		473	59	532		650	750		307	45	352
Всего	11 966	1543	80	13 589	2450	475	670	29 325	732	54	30 111

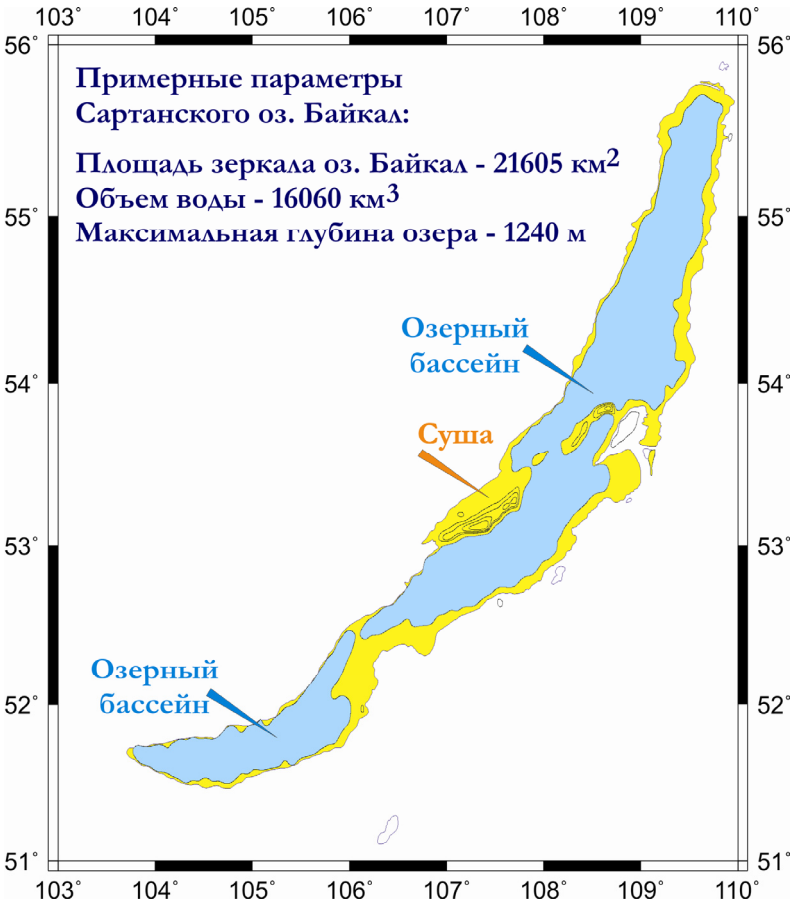

Рис. 16. Примерный контур и параметры водной линзы оз. Байкал в сартанскую эпоху

Фактически озеро состояло из трех изолированных или полуизолированных котловин, разделенных межвпадинными перемычками. Одна – Бугульдейско-Селенгинская, образованная слиянием дельт одноименных рек, другая – Ольхоно-Ушканская, включала в себя о-в Ольхон, фрагменты Академического хребта, Ушканьи о-ва и соединялась отмелью с п-овом Святой Нос. Святоносская песчаная перемычка включала в себя фрагменты отмелей Баргузинского и Чивыркуйского заливов. Полностью были обезвожены проливы Малого Моря и Ольхонских Ворот. Исток р. Ангары был чрезвычайно мал, но тем не менее осуществлял некоторый водообмен озера с внешним миром. Древние озера Тункинской, Верхнеангарской, Муйской и Чарской впадин в это время были обезвожены, а на их горных обрамлениях лежали ледники.

Современное состояние оз. Байкал. В связи с началом таяния полупокровных горно-долинных ледников началось наполнение водой Байкальского озера, что мы и наблюдаем сегодня (рис. 17). Это повлекло за собой исчезновение сухопутных перемычек во впадине и объединение водных линз Южного, Среднего и Северного Байкала. Единственной перемычкой, сохранившей-

ся с тех пор, осталась «Мягкая Карга» между п-овом Святой Нос и Баргузинским горным массивом. Моделирование показывает, что перемычка постепенно разрушается, хотя в конце 1960-х гг. считалось, что она формируется за счет выброса обломочного материала во время штормовых погод на озере [Дмитриев, 1968]. В это же время усилился сброс байкальских вод через прорезь р. Ангары. При таянии ледника образовалось 73 тыс. км^3 воды. Из этого объема на заполнение озера ушло 7555 км^3 воды, а оставшиеся 65,5 тыс. км^3 ушли на прилегающие территории Прибайкалья и Забайкалья. Возникает вопрос, как быстро растаял этот ледник. Если считать, что он таял со скоростью около 1 см (толщины слоя) в день при температуре воздуха +3…–4 ºС, то понадобилось бы около 350–400 лет, но это невозможно, учитывая температурный режим приземного слоя атмосферы. Реальный ответ на этот вопрос мы получим тогда, когда будет датирована хорошо сохранившаяся «лестница» морен в долине р. Кичеры. Все приведенные параметры исключительно модельные, но порядок величин соблюден.

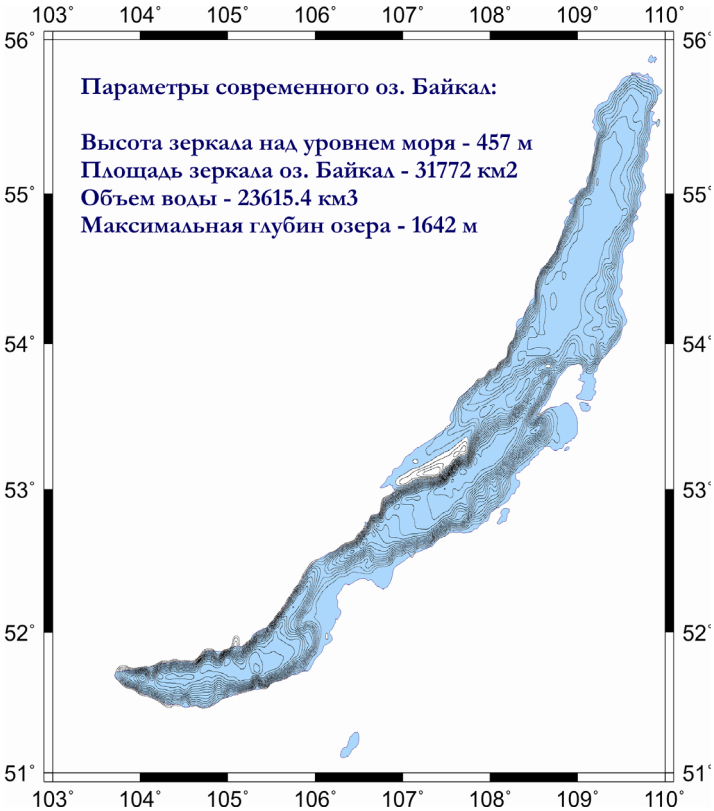

Рис. 17. Современное состояние оз. Байкал и параметры его водной линзы

Уровенный режим оз. Байкал по историческим и мониторинговым данным. Обратимся теперь к вариациям уровня озера в исторически обозримом прошлом. В настоящее время мы располагаем фактически тремя рядами наблюдений. Первый ряд – это восстановленные А. Н. Афанасьевым [1976] уровни озера с 1745 по 1899 г., второй – данные мареографов. Второй ряд в свою очередь тоже делится на два ряда: один – до заполнения Иркутского водохранилища – 1899–1959 гг., и второй – после 1959 г. до наших дней. Остановимся на особенностях этих кривых.

Перейдем сначала к анализу восстановленных уровней (рис. 18). Кривая показывает, что очень высокие уровни наблюдались в 1745–1755, 1825–1830 и в 1868 гг., а очень низкие – в 1814, 1876 и 1900 гг. Периодичность долговременных колебаний уровня озера составляет 24, 38–40, 60–65 и 80 лет. Однако этим цифрам можно доверять и не доверять в силу прерывистости потока информации из прошлого к настоящему. Но выдающимся событием 1868 или 1869 гг. было резкое повышение уровня озера из-за необычайных наводнений в Иркутской губернии и Западном Забайкалье. Тогда уровень Байкала поднялся почти на сажень относительно обычного среднемноголетнего уровня, чего до сего времени больше не наблюдалось.

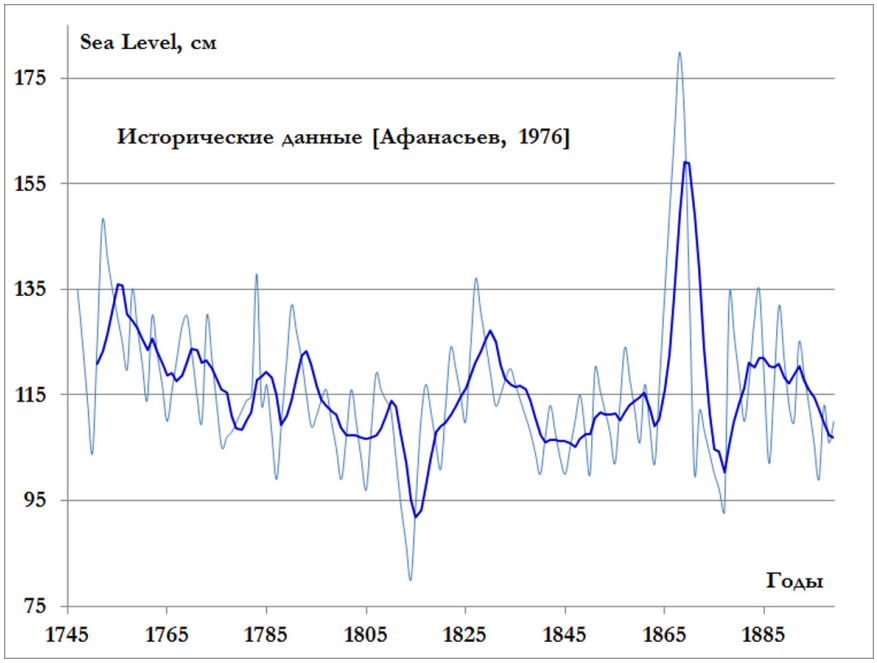

Рис. 18. Восстановленные уровни оз. Байкал в 1745–1899 гг. по историческим данным [Афанасьев, 1976]

С 1899 г. на оз. Байкал начались режимные мареографические наблюдения за колебаниями его уровня (рис. 19). Анализ кривой показывает схожую динамику колебаний уровня. Каждый ритм начинается с резкого 4–5-летнего подъема уровня, и затем наблюдается постепенное, в течение ~15 лет, понижение. Эта тенденция достаточно устойчивая на протяжении прошедших 115 лет, и на нее не повлияло искусственное повышение уровня озера после заполнения Иркутского водохранилища. Для того чтобы подтвердить этот факт, мы разделили выборку на две части – до заполнения Иркутского водохранилища и после (рис. 20).

Таким образом, антропогенное вмешательство в водную систему оз. Байкал – Иркутское водохранилище не изменило периодичности вариаций высоты уровня озера. Однако необходимо обратить внимание на то, что начиная с 1997 г. колебание уровня озера стабилизировалось и существенных его понижений или повышений не происходило. Возможно, это результат регулирования уровенного режима при участии Иркутской ГЭС, и этот эффект был достигнут через 40 лет после перекрытия стока р. Ангары плотиной.

Прогноз колебаний уровня оз. Байкал и развития опасных экзогенных процессов в береговой зоне. Колебания уровня оз. Байкал тесно связаны с атмосферной циркуляцией и среднегодовым притоком воды. Эти параметры варьируют год от года, что и обусловливает повышение и понижение уровня озера. Все параметры, определяющие поведение уровня озера, связаны между собой, имеют собственную временную периодичность и графически представляют собой синусоиды. Допускаем, что экстремальные события можно ожидать, когда положительные или отрицательные фазы гармоник совпадут во времени. На рис. 21 приведен результат такого суммирования гармоник, перечисленных в подписи под рисунком. По вертикальной оси отложены значения высоты гармоник в относительных единицах, а по горизонтали – годы от 1850 по 2050. На графике обозначены и вероятные сроки возникновения положительных аномалий. Общая тенденция понижения амплитуд максимумов из прошлого к настоящему может быть обусловлена или реальной природной ситуацией, или свойствами исходной исторической информации, часто содержащей пропуски событий. Наиболее вероятно, что низкое стояние уровня озера, отмечаемое сегодня, может продлиться до 2020–2021 гг.

Поскольку уровень оз. Байкал является локальным базисом эрозии для впадающих в него рек, то есть основание допускать возможность активизации комплекса экзогенных процессов в прибрежной зоне этого естественного водохранилища. Для решения этой задачи тем же способом, как и в предыдущем случае, были установлены периоды активизации теперь уже 9 характеристик, перечисление которых можно увидеть в подписи под рис. 22. Здесь помещены годы вероятной активизации комплекса экзогенных процессов – 2030–2040-е гг. В отличие от предыдущего случая отмечается снижение интенсивности максимумов от 1865–1870 гг. до 1910–1935 гг., а затем повышение уровня опасности к 2030–2040 гг., а возможно, и далее. Итак, мы, вероятно, имеем дело с почти полным периодом повторяемости активизаций комплекса экзогеодинамических процессов продолжительностью 175–200 лет.

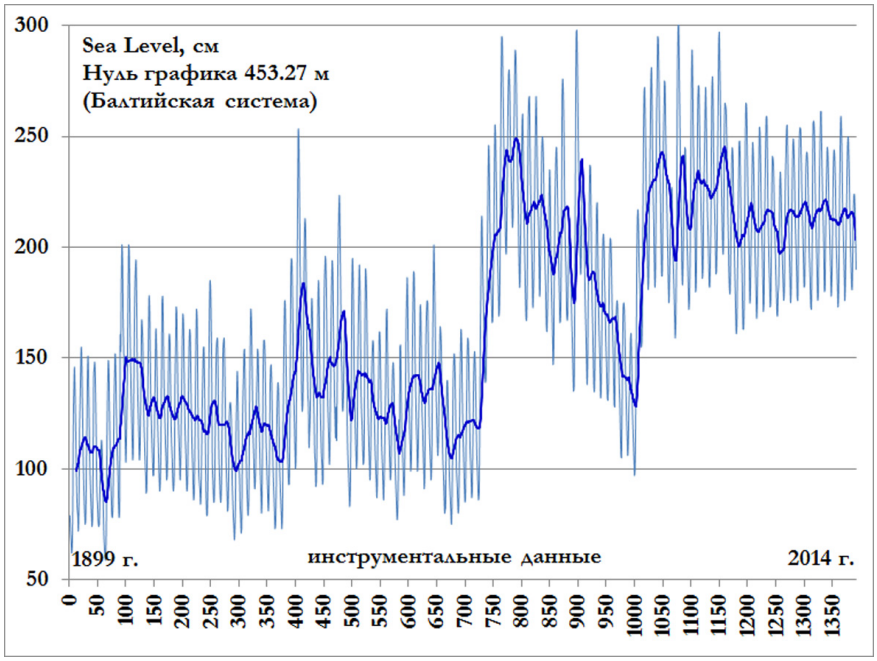

Рис. 19. Колебания уровня оз. Байкал в 1899–2014 гг. по данным мареографов. По горизонтальной оси отложены номера месяцев

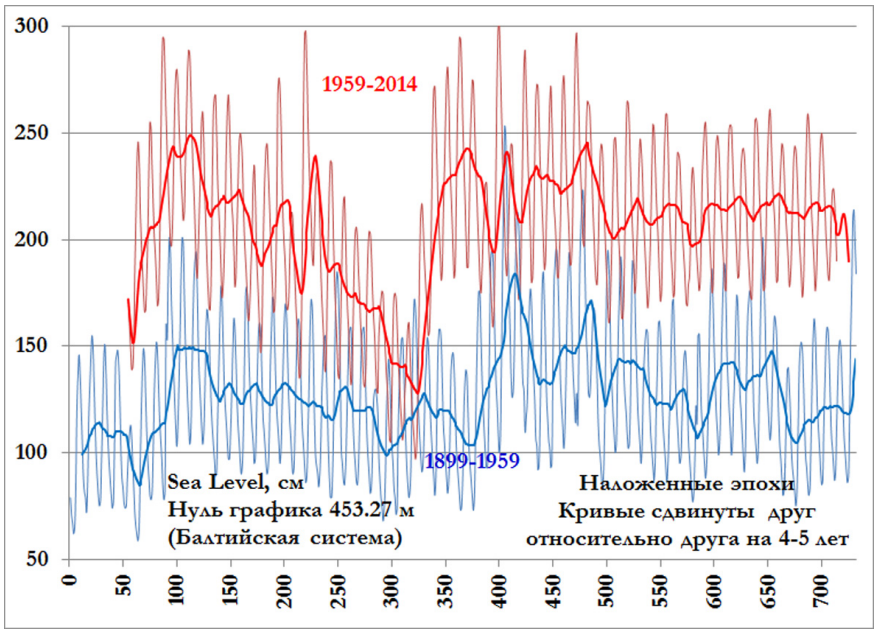

Рис. 20. Сопоставление колебаний уровня озера в интервалах времени 1899–1959 гг. и 1959–2014 гг. методом наложенных эпох. По горизонтальной оси отложены номера месяцев

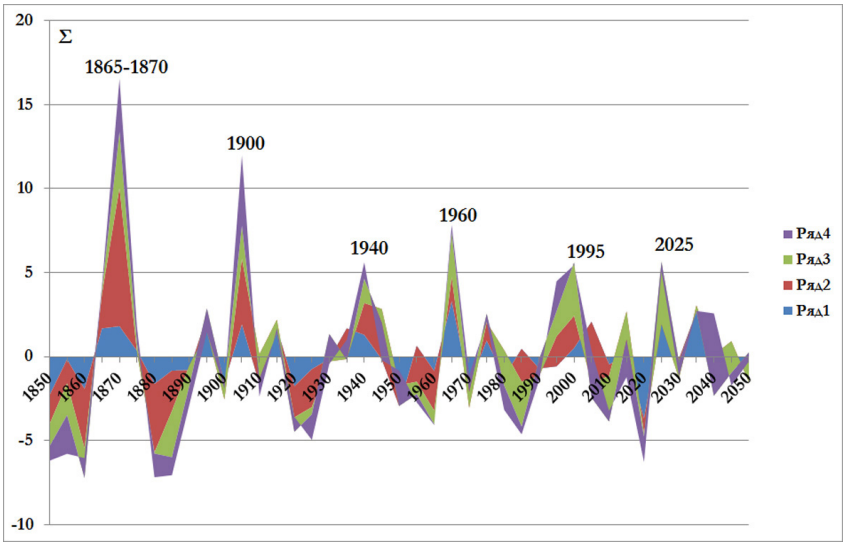

Рис. 21. Прогнозная модель, характеризующая вариации высоты стояния уровня оз. Байкал в интервале 1850–2050 гг. Характеристика атмосферной циркуляции по Гирсу: *1* – число дней с ветрами восточных румбов в год, *2* – среднегодовые вариации высоты стояния уровня озера, *3* – значения среднегодового притока в оз. Байкал, *4* – среднегодовые вариации количества атмосферных осадков. Значения всех величин – относительные единицы

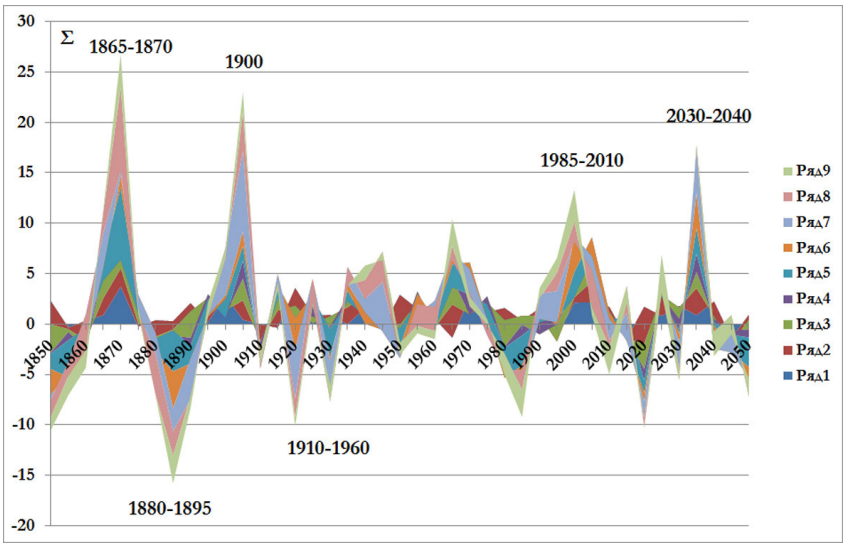

Рис. 22. Прогнозная модель, характеризующая активизацию экзогенных процессов в Прибайкалье в интервале 1850–2050 гг. Характеристика атмосферной циркуляции по Гирсу: *1* – число дней с ветрами западных румбов в год, *2* – число дней с ветрами восточных румбов в год, *3* – число дней с ветрами меридиональных румбов в год, *4* – вариации солнечной активности по годам, *5* – число сообщений о количестве наводнений в год, *6* – годовые суммы осадков, *7* – среднегодовая температура приземного слоя атмосферы в °С, *8* – количество сообщений о сходах селевых потоков в год, *9* – средняя высота стояния уровня оз. Байкал по годам. Значения всех величин – относительные единицы

Всякий прогноз нуждается в подтверждении – наступлении «страхового» случая, для чего порой необходимо ожидание в течение годов, десятилетий, а то и столетий. Поэтому нам остается один способ верификации прогноза, который заключается в ожидании.

Заключение

Таким образом, мы попытались восстановить историю эволюции озерных бассейнов на юге Восточной Сибири. В результате чередования потеплений и похолоданий в позднем плейстоцене и голоцене за последние 150 тыс. лет на этой территории озера появлялись и исчезали много раз. Масштабы заозеривания территорий порой были грандиозными, но к настоящему времени здесь осталось лишь большое оз. Байкал и небольшое, молодое оз. Хубсугул. В исторических хрониках содержатся сведения о различных природных процессах, так или иначе связанных с атмосферной циркуляцией. Анализ этих данных позволил сделать среднесрочный прогноз развития этих процессов до 2050 г. Оправдается он или нет – смогут оценить наши потомки.

Список литературы

Афанасьев А. Н. Водные ресурсы и водный баланс бассейна оз. Байкал / А. Н. Афанасьев. – Новосибирск : Наука,1976. – 238 с.

Гелиогеодинамика: Природные аспекты глобальных солнечных минимумов / К. Г. Леви, Н. В. Задонина, С. А. Язев, В. И. Воронин, М. М. Наурзбаев, Р. М. Хантемиров. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2012. – Т. 1, кн. 1. – 511 с.

Голубева Л. В. Антропоген Тункинских впадин / Л. В. Голубева, Э. И. Равский // Труды Комис. по изучению четвертич. периода. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – Вып. XI. – С. 240–259.

Гросвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики / М. Г. Гросвальд. – М. : Науч. мир, 1999. – 112 с.

Дмитриев Г. Л. История осадконакопления на перешейке полуострова Святой Нос (Байкал) / Г. Л. Дмитриев // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. – М. : Наука, 1968. – С. 89–97.

Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология»). – СПб., 2013. – 220 с.

Колмогоров В. Г. Современные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне / В. Г. Колмогоров, П. П. Колмогорова // Проблемы рифтогенеза. – Иркутск, 1975. – С. 47–48.

Колтыпин А. В. Оледенения четвертичного периода (1,8–0,01 млн лет назад) [Электронный ресурс] / А. В. Колтыпин. – 2010. – URL: http://www.dopotopa.com/oledenenija_chetvertichnogo_perioda.html]

Кривоногов С. К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене : автореф … дис. д-ра геол.-минерал. наук / С. К. Кривоногов. – Иркутск, 2010. – 32 с.

Кульчицкий А. А. Верхнечетвертичная тектоника Муйско-Куандинского грабена Байкальской рифтовой зоны // Тез. докл. всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – М., 1994. – С. 137.

Ландау Л. Д. Теория упругости. Теоретическая физика / Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц. – М. : Наука, 1965. – Т. 7. – 203 с.

Леви К. Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосферы. Тектонофизический анализ / К. Г. Леви. – Новосибирск : Наука, 1991. – 166 с.

Леви К. Г. Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии / К. Г. Леви. – Иркутск : ГП «475 Военно-топографическая фабрика», 2008. – картографический лист.

Постгляциальная тектоника в Байкальском рифте [Электронный ресурс] / К. Г. Леви, В. Д. Мац, Ю. С. Куснер, П. Г. Кириллов, А. М. Алакшин, С. В. Толстов, Э. Ю. Осипов, И. М. Ефимова, С. Бак // Russian Journal of Earth Sciences. – 1998. – N 1. – URL: www.eos.wsbc.ru.

Современная геодинамика и гелиогеодинамика / К. Г. Леви, С. А. Язев, Н. В. Задонина, Н. Е. Бердникова, В. И. Воронин, А. В. Глызин, Ю. С. Куснер. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2002. – Кн. 1. – 183 с.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / отв. ред. Н. А. Флоренсов. – М. : Наука, 1974. – 358 с.

Марченко О. Ю. Условия формирования и долговременные изменения экстремальной водности в бассейне р. Селенги : автореф. дис. … канд. геогр. наук / О. Ю. Марченко. – М., 2013.– 19 с.

Мац В. Д. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины / В. Д. Мац, В. И. Галкин, И. Б. Мизандронцев // Проблемы рифтогенеза. – Иркутск, 1975. – С. 45–46.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата / М. Миланкович. – М. ; Л. : ГОНТИ-НКТП, 1939. – 247 с.

Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котловины Байкала / Г. С. Голдырев, В. А. Белова, Л. А. Выхристюк, Ф. И. Лазо, В. А. Федорова // Проблемы рифтогенеза. – Иркутск, 1975. – С. 43–44.

Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). – Новосибирск : СНИИГТ и МС, 2010. – 90 с.

Осадчий С. С. К проблеме соотношения плювиальных и ледниковых эпох на территории Забайкальского севера / С. С. Осадчий // Позднекайнозойская история озер СССР. – Новосибирск : Наука, 1982. – С. 61–71.

Осадчий С. С. Следы Максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы. – 1995. – №1. – С. 179–189.

Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири / Э. И. Равский, Л. И. Александрова, Э. И. Вангенгейм, В. Г. Гербова, Л. В. Голубева. – М. : Наука, 1964. – 280 с.

Рудой А. Н. Ледниковые катастрофы в новейшей истории Земли / А. Н. Рудой // Природа. – 2000. – № 9.

Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири / отв. ред. Г. И. Медведев, Н. А. Савельев, В. В. Свинин. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 1990. – 165 с.

Евразийские катастрофические потопы: Цасучейский йокульлауп Южного Забайкалья / Е. В. Скляров, О. А. Склярова, Ю. В. Меньшагин, А. В. Левин // Докл. РАН. – 2007. – Т. 415, № 4. – С. 544–547.

Шейнкман В. С. Байкальская палеоклиматическая летопись: дискуссионные вопросы ее возможной корреляции с древними оледенениями гор Сибири / В. С. Шейнкман, А. Н. Антипов // География и природные ресурсы. – 2007. – № 1. – С. 5–13.

Margold M. Glacial geomorphology and glacial lakes of central Transbaikalia, Siberia, Russia / M. Margold, K. N. Jansson // Journal of Maps. – 2011. – P. 18–30.

Glacial Lake Vitim, a 3000-km^3 outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean / M. Margold, K. N. Jansson, A. P. Stroeven, J. D. Jansen // Quaternary Research. – 2011. – Vol. 76. – P. 393–396.

Porter S.C. Present and past glaciation threshold in the Cascade Range. Washington, U.S.A.: topographic and climatic controls, and paleoclimatic implications / S. C. Porter // J. Glaciology. – 1977. – Vol. 18, N 78. – P. 101–116.

Models of the Evolution of Lake Basins in Eastern Siberia in the Late Pleistocene and Holocene

K. G. Levi, A. I. Miroshnichenko, E. A. Kozyreva, A. V. Kadetova

Abstract. We have analyzed the geological and geomorphological materials about the early history of the relief formation in the region. We reviewed the evolution of the lakes in the south of Eastern Siberia in the late Pleistocene and Holocene. Chronological table shows the natural events of the late Pleistocene and Holocene Siberia. We performed cartographic modeling of ice sheets and lake basins in Eastern Siberia that appeared and disappeared over the past 180 thousand years as well as statistical modeling of climatic changes, taking into account variations in the Earth's orbital parameters (Milankovitch cycles), and solar activity. Special attention is devoted to the current state of the Baikal, we show the role of climatic changes in the variations of standing height of its level. Based on an analysis of historical materials and data of hydrological monitoring we have identified the periods and studied the dynamics of lake level fluctuations. In the end, we made an attempt to look into the near future conducting of the lake lens and the development of its exogenous processes. With the simple approach of mathematical statistics we made a preliminary forecast of geo-ecological state of the environment of the Baikal region up to 2050.

Keywords: Eastern Siberia, Baikal, Pleistocene, Holocene, climate change, geo-ecological forecast.

Леви Кирилл Георгиевич
доктор геолого-минералогических наук, профессор, зам. директора по научной работе
Институт земной коры СО РАН
664033, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
e-mail: levi@crust.irk.ru

Levi Kirill Georgievich
Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy), Professor, Deputy Director for Science
Institute of the Earth's Crust, SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, Russia, 664033
e-mail: levi@crust.irk.ru

Мирошниченко Андрей Иванович
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник
Институт земной коры СО РАН
664033, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
e-mail: mai@crust.irk.ru

Miroshnichenko Andrei Ivanovich
Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, Russia, 664033
e-mail: mai@crust.irk.ru

Козырева Елена Александровна
кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией инженерной геологии и геоэкологии
Институт земной коры СО РАН
664033, Россия, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128
e-mail: kozireva@crust.irk.ru

Кадетова Алена Васильевна
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник
Институт земной коры СО РАН
664033, Россия, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128
e-mail: kadetova@crust.irk.ru

Kozyreva Elena Alexandrovna
Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Head of Laboratory of Engineering Geology and Geoecology
Institute of the Earth's Crust, SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, Russia, 664033
e-mail: kozireva@crust.irk.ru

Kadetova Aliona Vasileva
Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, Russia, 664033
e-mail: kadetova@crust.irk.ru