

Палеоклимат Чуйско-курайской лимносистемы

Бородавко Павел Станиславович, кандидат географических наук, доцент
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)

Возникновение и длительное существование системы озер повлияло на формирование местных климатических условий, заметно отличавшихся от пространств окружения в показателях влажности, годового хода температур. Радиус влияния лимносистемы на местный климат достигал 10 – 20 км. По сравнению с соседними приледниковыми пространствами горного обрамления, территория побережий лимносистемы представляла собой более привлекательную, комфортную в климатическом отношении зону для произрастания растительности, обитания животных.

Ключевые слова: Алтай, оледенение, микроклимат, ледниково-подпрудные озера.

В неоплейстоценовое время возникновение обширных по площади водоемов в пределах Чуйской и Курайской межгорных котловин (Юго-Восточный Алтай) было связано с образованием мощной ледовой преграды на пути стока пра-Чуи - главной водной артерии бассейна. Ледниковая плотина формировалась в результате слияния выдвинувшихся в долину Чуи ледников северного макросклона Северо-Чуйского хребта, и ледников долин Ярлуамры, Чибитки и Таджилу (Курайский хребет). О размерах плотины можно судить по распространению верхнеплейстоценовых моренных отложений в долине Чуи - от урочища Баротал до устья Бельгебаша. Следы существования озера зафиксировались в рельефе в виде донных отложений и комплекса абразионно-аккумулятивных форм, образованных в процессе волноприбойной деятельности палеоводоема. Имеющиеся датировки озерных отложений, особенности их расположения позволяют связать максимум трансгрессии лимносистемы со временем формирования второго постмаксимального конечно-моренного вала (около 30 тыс. лет т.н.) и установить время озерного периода для Чуйской котловины - около 20 тыс. лет.

Длительное существование обширного водоема с площадью, превышающей 2600 км² и суммарным объемом около 600 км³ (параметры максимального заполнения), на наш взгляд, не могло не повлиять на климатические характеристики прилегающих территорий, поскольку при формировании микроклимата важная роль отводится местным факторам; в их число входят: рельеф территории (расчлененность, экспозиция и крутизна склонов, высота), характер растительного покрова, наличие большого водоема.

В чем же состоит физический механизм влияния водоемов на метеорологический режим прибрежной зоны? Прежде всего, - в различиях физических свойств водной поверхности и поверхности суши как деятельных поверхностей, трансформирующих поток солнечной энергии. Альbedo водной поверхности (отношение отраженной радиации к суммарной) при высоте солнца более 20° изменяется от 6 до 12% и всегда меньше альbedo поверхности суши. Наибольшие различия в значениях альbedo наблюдаются в сезоны, когда водоем свободен от льда. В таежной зоне в среднем за летний период различия в альbedo суши и водной поверхности составляют 2 – 5%, увеличиваясь в зоне лиственных лесов до 3 – 7%, в степной до 8 – 15% и достигают 20 – 30% в зоне пустынь [3].

Другая причина различий в метеорологическом режиме водоема и суши, особенно значительных по площади, состоит в том, что над акваторией происходит размыв нижней облачности. Это приводит к тому, что в летние месяцы на несколько процентов увеличивается количество

ясных дней над водоемом. Как следствие, увеличивается суммарная радиация над ним, которая на 3 – 10% выше суммарной радиации, приходящей на территорию, лежащую за пределами воздействия водоема. К примеру, на Новосибирском водохранилище в среднем за безледоставный период суммарная радиация над водоемом на 5% больше, чем над сушей.

Анализ многолетних климатологических исследований и экспедиционных наблюдений по озеру Байкал позволил выдвинуть и обосновать концепцию об особой структуре климата больших внутриматериковых водоемов озерного типа как многофакторной динамической системы, обладающей достаточной стабильностью против внешних воздействий окружения. Пространственно климат больших озер, или **лимноклимат**, выражается в виде взаимосвязанных и взаимодействующих климатических комплексов, охватывающих области (зоны) открытой части озера, прибрежной полосы, собственно побережья и склоны котловины [11]. Чем обширнее водоем, тем больше воздействие на озерные процессы оказывается через факторы лимноклимата открытой части озера. При этом возрастает роль адвекции с водоема на его побережье, усиливающей влияние озера на климат и ландшафты окружающих пространств. Все озера развиваются в тесном взаимовлиянии со своим окружением, что находит отражение в термическом режиме их побережий. Для выявления роли водоемов в изменении температурных показателей прибрежной зоны обратимся к результатам исследований термического режима воздуха некоторых озерных районов.

Озеро Байкал – самый крупный водоем Восточно-Сибирского региона. Термический режим изолированной горными поднятиями северной оконечности озера наиболее континентален. Вместе с тем термическое влияние Байкала при таком ограниченном теплообмене с окружающими пространствами приводит к сглаживанию годового хода температуры воздуха в его котловине [6]. Покрываясь льдом в конце декабря – начале января, Байкал продолжает оказывать обогревающее влияние в течение всего холодного периода, повышая температуры воздуха в период наиболее интенсивного теплообмена с атмосферой на 2 – 3° до высоты 1000 м над урезом воды [2]. Поэтому самая теплая в Восточной Сибири зима отмечается именно в Байкальской впадине. Средняя температура воздуха наиболее холодных месяцев года в прибрежных районах минус 21 – 23°, а на сопредельных территориях уже к концу декабря она ниже –25°С [4]. Еще одной особенностью термического режима Байкальской котловины является сравнительно высокая температура августа, в целом же лето на побережье остается прохладным, примерно таким, как на высоте 1000 м над уровнем моря. На фоне быстро-

остывающих обширных пространств Восточной Сибири Байкал выделяется более продолжительной осенью. Расходуя огромные запасы аккумулярованного водной толщей тепла, Байкал задерживает переход средней суточной температуры воздуха через -10° на 7 – 13 дней по сравнению с континентальными и горными районами [1].

Баунтовский озерный район расположен в межгорной депрессии в северо-западной части Витимского плоскогорья на высоте около 1100 м. На северо-западе депрессия окаймляется Южно-Муйским хребтом со средними высотами 1800-2000 м, на юге и юго-востоке к ней подступают отроги Витимского плоскогорья и горы Бабанты. Внутри самой депрессии небольшие возвышенности (до 300 м) разделяют широкие понижения с крупными озерами Баунт (площадь 111 км²), Бусони и др. [9]. Баунтовский район характеризуется суровыми климатическими условиями с коротким, умеренно теплым летом и продолжительной холодной зимой [14]. Однако, при этом температура наиболее холодного периода в озерном регионе существенно выше по сравнению с близкими по высоте и широте, но расположенными вне влияния озер, котловинными метеостанциями [4].

За десять лет после начала заполнения Братского водохранилища (проектный уровень 457 м, площадь водного зеркала 6000 км²) произошло заметное уменьшение континентальности климата в его окрестностях в среднем на 5% [7]. В условиях юга Средней Сибири такое уменьшение степени континентальности климата имеет существенное значение для окружающей территории, причем смещение изоконт произошло к правобережью водохранилища, по пути преобладающего в данной местности восточного направления воздушных масс.

Телецкое озеро – один из крупнейших водоемов Южной Сибири (Площадь водного зеркала 223 км², максимальная глубина 325 м, объем около 40 км³). Озеро расположено в северо-восточной части Горного Алтая. Режим температуры воздуха в долине Телецкого озера формируется под влиянием общей атмосферной циркуляции, фоновой и бризовой циркуляции, температуры водной массы.

Анализ многолетних метеоданных Прителецкого района [12] позволяет судить, насколько термический режим в котловине озера мягче по сравнению с удаленными от озера районами. Особенно это различие заметно в холодное время года (с ноября по март), когда средняя месячная температура воздуха на станции Яйлю и Беля на 4-10⁰ выше, чем на станции Турачак. Подобный режим температуры воздуха объясняется, прежде всего, влиянием широко развитой фоновой циркуляции в зимний период. Именно благодаря проявлению последней район станции Беля является самым теплым местом Горного Алтая (средняя годовая температура воздуха +3,8⁰С). Протяженность котловины Телецкого озера составляет всего 78 км, но температурный режим не одинаков по протяжению. Суровость климата возрастает с юга на северо-запад. В этом же направлении понижается высота горного обрамления, уменьшается ширина и глубина озера, происходит затухание фоновое влияние [12].

Данные зарубежных климатологов, в частности Ландсберга [13], показывают, что на подветренной стороне к северу и к востоку от Великих Американских Озер климат более теплый и влажный, чем на наветренной стороне. Средние минимальные температуры в городах Милуоки и Гранд Хевен, расположенных в 80 км друг от друга на противоположных сторонах озера Мичиган, отличаются на

5,6⁰. Кроме того, г. Гранд Хевен (на восточном берегу озера) не только «теплее» (имеет более длинный безморозный период), но и более влажный.

Влияние водоема на облачность отражается и на атмосферных осадках. Большинство исследователей приходят к выводу о снижении среднегодовых сумм осадков за теплый период над акваторией и плоскими берегами. Однако, при этом наблюдается увеличение повторяемости числа дождливых дней в ближайшей десятикилометровой зоне. Главной причиной увеличения (либо уменьшения) осадков на берегах водоемов является изменение характеристик воздушной массы при её движении над водой. Регулирующую роль при этом играет разница температур воды и воздушной массы.

Одна из первых попыток установить коэффициенты испарения с водных поверхностей принадлежат Ф. Адамсону. Измерения, проведенные им в 1904 году с помощью заглубленных испарителей, установленных на восточном склоне горы Уитни показали, что интенсивность испарения уменьшается с высотой примерно до 3000 м и затем становится более или менее постоянной до высоты 4000 м [16]. Позже, Б.Д. Зайковым [10] было доказано, что испарение с поверхности водоемов в значительной мере зависит от климатической обстановки данной территории, размера акватории и глубины водоема, морфологии берегов. По данным З.А. Викулиной [5], испарение с водоемов возрастает от 300 – 400 мм в северных и близких к ним районах (Верхнесвирское, Вилюйское водохранилище) до 1300 – 1600 мм в южных. Оценки испарения водных поверхностей, основанные как на измерениях, так и на подробных метеорологических данных для каньона реки Сан-Хоакин в центральной Калифорнии (37⁰ с.ш., 119⁰ з.д.), дают аналогичную высотную зависимость [18]. По оценкам Е. Ле Дрю [17], в горной тундре на высоте 3500 м на горе Найвот–Ридж (штат Колорадо) интенсивность эвапотранспирации в июле 1973 г. составила 1,9 мм/сут. Оценка проводилась по эмпирической формуле, основанной на данных весового малого лизиметра и на наблюдаемых вертикальных профилях температуры, влажности и скорости ветра.

В Альпах на основе данных о водном балансе (осадки минус сток) для ста профилей и их проверке по эмпирическим зависимостям Вундта, Торнтвайта и др. были определены региональные средние значения испарения за тридцатилетний период [15]. По средним значениям для 500-метровых поясов установлено линейное уменьшение с высотой.

Таким образом, наличие крупных водоемов в природном ландшафте оказывает влияние на формирование местных климатических условий, заметно отличающихся от пространств окружения в показателях влажности, годового хода температур. Радиус влияния водоемов на местный климат достигает 10-20 км в степных и равнинных местностях и уменьшается в горных. Будет правильным, если мы распространим вышеперечисленные выводы и на изучаемые нами древние приледниковые водоемы Алтая.

Климатические условия позднего неоплейстоцена (на время развития максимума оледенения) территории Юго-восточного Алтая большинством авторов характеризуются как весьма сухие и холодные. Данные подтверждаются анализом спор и пыльцы из ледниковых и водноледниковых отложений. Однако, в отложениях позднеплейстоценовых сухих пролювиальных дельт, привязанных к уровню озерных террас, описаны [8] находки раковин мол-

люсков *Planorbis* sp., *Lymnaea auricularia* L. и части черепа аргали *Ovis ammon* L. с роговыми стержнями. В береговых озерных отложениях близ р. Тьдтуярык, имеющих высотную отметку около 2050 м нами обнаружены зуб лошади (*E. aff. gallicus*) и зуб благородного оленя (определения А.В. Шпанского). Данные споро-пыльцевого анализа отмеченных выше отложений (количество зерен в пробе: *Pinus* sp.-4, *Pinus sibirica*-11, *Abies* sp.-4, *Betula* sp.-17, *Betula pampa*-12, *Alnus* sp.-3, *Ephedra*-5, *Chenopodiaceae*-60, *Graminaceae*-10, *Artemisia*-5), могут свидетельствовать о том, что по сравнению с соседними приледниковыми про-

странствами горного обрамления, территория побережий лимносистемы представляла собой более привлекательную, комфортную в климатическом отношении зону для произрастания растительности и обитания животных. Учитывая тот факт, что на начальных стадиях развития человечества охота и собирательство являлись основными и жизненно важными занятиями, можно предположить, что вслед за растительностью и животными зону побережий лимносистемы стал осваивать древний человек.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ № 13-05-00111 А.

Литература:

1. Буфал В.В., Визенко О.С. Особенности температурных условий северного Прибайкалья // Климат и климатические условия Байкала и Прибайкалья. - М.: Наука, 1970. - С. 7 – 25.
2. Буфал В.В., Визенко О.С., Моложников В.Н. Микроклиматические особенности различных высотных поясов // Природные условия Северо-восточного Прибайкалья.- Новосибирск: Наука, 1976. - С.110 – 143.
3. Вендров С.Л., Дьяконов К.Н. Водохранилища и окружающая среда.- М.: Наука, 1976. – 138 с.
4. Визенко О.С. Термический режим Южного Байкала // Труды Лимнологического института – 1976. - Т. 24 (44). - С. 121- 134.
5. Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза.- Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 174 с.
6. Власенко В.В., Луг Л.И., Мизандронцева К.Н. и др. Климат больших озер Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. – 144 с.
7. Голько О.Ф. Изменение континентальности климата побережья Братского водохранилища // На встрече молодых ученых тез. докл. научн.- практ конф. - Иркутск, 1972. - 40 – 43 с.
8. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. - М.: Наука, 1965. – 244 с.
9. Доманицкий А.В., Дубровина Р.Г., Исаева А.И. Реки и озера Советского Союза (справочные данные). - Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 104 с.
10. Зайков Б.Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР // Труды ГГИ.- Л. : Гидрометеиздат, 1949. - Вып.21 (75). – 54 с.
11. Ладейщиков Н.П. О роли климатических факторов в круговороте вещества и энергии в озерных водоемах // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. - Новосибирск: Наука, 1975. – С. 384 – 394.
12. Селегей В.В., Селегей Т.С. Телецкое озеро.- Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 143 с.
13. Чандлер Т. Воздух вокруг нас / Пер. с англ. Л.В. Ерастовой. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 144 с.
14. Щербакова Е.Я. Восточная Сибирь // Климат СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1961. - Вып.5. – 300 с.
15. Baumgartner, A. and Reichel, E. (1978) "Probleme der Alpenhydrologie," Arbeiten, Centralanst. Met. Geodinam (Vienna), 32(94), 1-7.
16. Horton, R.E. (1934) "Water losses in high latitudes and at high elevations", Trans. Am. Geophys. Un. 15(2), 351-379
17. Le Drew, E.F., 1975. The energy balance of a mid-latitude alpine site during the growing season, 1973, Arct. Alp. Res., 7, 301-314
18. Longacre, L.L. and Blaney, H.F., 1962 Evaporation at high elevations in California, Proc. Am. Soc. Civ. Eng., J. Irrig. Drainage Div., 3172, 33-54.