

В.И. Воронин¹, В.А. Тартаковский², Ю.В. Волков²,
Г.Х. Шлезер³, Г. Хелле³, В.Д. Несветайло²

Древесно-кольцевые изотопные хронологии Прибайкалья и их связь с ледовой изотопной хронологией Гренландии

¹Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, г. Иркутск, Россия
²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия
³Research Center Juelich, Isotope Geochemistry and Paleoclimate Research, Juelich, Germany

Поступила в редакцию 30.08.2007 г.

Длительные ряды палеоданных, характеризующих природно-климатические изменения, создают объективную основу для их прогноза. Обсуждается проблема согласования хронологий изотопов кислорода из атмосферных осадков, фиксируемых в ледниковых слоях и в молекулах целлюлозы годовых колец деревьев. Делается вывод о том, что современные представления об этих процессах, в том числе и приведенные новые результаты, не противоречат гипотезе о наличии естественного механизма синхронизации изотопных хронологий, который может быть обусловлен глобальностью вынуждающего воздействия. В рамках данной гипотезы обосновано применение нашего нового алгоритма «сжатие – растяжение» и показана возможность корректировки ледовых изотопных хронологий по древесно-кольцевым изотопным хронологиям.

Введение

Длительные ряды экспериментальных данных, характеризующих природно-климатические изменения, создают объективные основы для их прогноза. В силу отсутствия прямых измерений традиционных характеристик климата, до момента появления этой возможности, актуально ввести в оборот то, что имеет временную привязку, связано с элементами климата и осталось неизменным. В этом смысле перспективным является отношение концентраций изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, которое фиксируется в древесине годовых колец, в годовых слоях ледников и зависит от температуры воздуха. Изотопные данные используются в виде $\delta^{18}\text{O} = 10^3(R_p - R_{\text{SMOW}})/R_{\text{SMOW}} \text{‰}$, отражающем их соотношение в пробе древесины $R_p = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_p$, по отношению к стандарту SMOW (Standard Mean Ocean Water; $R_{\text{SMOW}} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}$).

Обогащение целлюлозы растений изотопом ^{18}O происходит вследствие процесса фракционирования, имеющего как физическую, так и биохимическую составляющие. В этот процесс вовлекается кислород из атмосферной углекислоты и воды. Изотопный состав почвенной влаги определяется таковым выпадающих атмосферных осадков. W. Dansgaard [1] выделил сезонные, широтные, континентальные и высотные особенности распределения изотопного состава осадков. Общим свойством этих распределений является уменьшение величины $\delta^{18}\text{O}$ в осадках при продвижении в глубь континента и в высокие широты, при подъеме в высоту, а также с понижением температуры. Так, $\delta^{18}\text{O}$ океанической воды как стандарт (SMOW) равно 0,0‰, а на севере Евразии сред-

негодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков находятся в диапазоне от -10 до -24‰ [2].

Исследования водных и наземных растений показали, что для целлюлозы значения $\delta^{18}\text{O}$ были на 27,3‰ больше, чем для воды в месте синтеза целлюлозы [3, 4]. Этот результат изотопного фракционирования определяется процессами фотосинтеза и дыхания. Существенное влияние на изотопный состав целлюлозы оказывают температурные условия в момент синтеза целлюлозы, поскольку они определяют величину изотопного равновесия в системе $\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}_2\text{O}$; при 25 °C коэффициент разделения изотопов в этой системе составляет 1,0412 [5].

Из физических факторов фракционирования изотопов наиболее значимым является утяжеление кислорода внутриклеточной воды при повышении температуры по сравнению с почвенной влагой, вследствие первоочередного удаления из воды, содержащейся в растениях, легкого изотопа кислорода в процессе транспирации.

Миграция и фиксация стабильных изотопов кислорода в живой и неживой природе изучены недостаточно. Тем не менее принято, что изотопный состав целлюлозы растений определяется, прежде всего, таковым исходной воды, а наиболее значимым фактором, влияющим на этот состав, является температура, которая определяет условия протекания как физических, так и биологических процессов фракционирования. В свою очередь изотопный состав выпадающих атмосферных осадков, из которых формируются вода растений и ледники, зависит от процессов испарения и конденсации, которые определяются температурой и весом молекул.

Материал и методика

Нами получены следующие изотопные хронологии лиственницы (*Larix sibirica Ledeb.*): IRK (окрестности г. Иркутска; 52°14' с.ш., 104°11' в.д., 450 м над ур.м., период 1682–1998 гг.); OLC (о. Ольхон; 53°17' с.ш., 107°38' в.д., 530 м над ур.м., период 1659–2001 гг.); DAV (Байкальский хребет; 55°51' с.ш., 108°55' в.д., 1400 м над ур.м., период 1388–2000 гг.).

Местообитания, в которых была отобрана древесина для изотопного анализа, различаются по основным климатическим характеристикам. В районе Иркутска количество осадков составляет 300–400 мм/год, среднегодовая температура воздуха в последнее десятилетие равна +1,1 °С. На о. Ольхон эти величины составляют 200 мм/год и +1 °С. Наиболее увлажненным является район перевала Даван Байкальского хребта, где осадки превышают 1000 мм/год, а соответствующая температура находится в диапазоне от –0,3 до 0 °С.

Определение изотопного состава древесины проводилось в исследовательском центре в г. Юлих (Германия) в Институте химии и динамики геосферы (ICG-V) на масс-спектрометре IRMS, OPTIMA. Под микроскопом буровые керны древесины препарировались на годичные слои. Для каждого года концентрировалась проба древесины по пяти кернам, в результате чего достигалась необходимая масса навески и получалась средняя проба для отдельного дерева. Натронной варкой полученной древесины была выделена целлюлоза, которая и использовалась в изотопном анализе. Для каждого местообитания определен изотопный состав целлюлозы древесины пяти деревьев.

Результаты и обсуждение

Хотя изотопные древесно-кольцевые хронологии были получены для очень контрастных местообитаний (южная тайга, лесостепь и высокогорье) и значительно удаленных друг от друга (max > 600 км), они ведут себя достаточно синхронно (в смысле совпадения знака их производных). Наряду с высокой синхронностью хронологии отличаются и существенной корреляцией на трехсотлетнем временном отрезке (таблица, рис. 1).

	IRK	DAV	OLC
IRK		$\frac{0,47}{67}$	$\frac{0,74}{100}$
DAV	$\frac{0,57}{62}$		$\frac{0,33}{80}$
OLC	$\frac{0,57}{81}$	$\frac{0,61}{64}$	

Примечание. Коэффициенты корреляции (числитель) и синхронности (знаменатель, %) $\delta^{18}\text{O}$ -хронологий; период 1980–2000 гг. — справа от диагонали, 1682–2000 гг. — слева от диагонали.

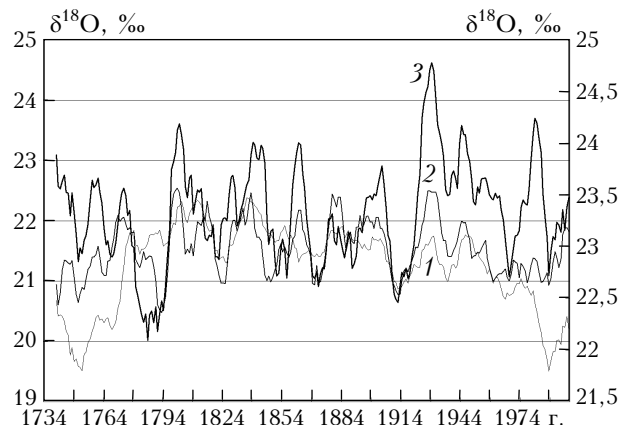


Рис. 1. Фрагменты $\delta^{18}\text{O}$ изотопных древесно-кольцевых хронологий IRK (1), DAV (2), OLC (3). Ряды 1 и 2 — по левой оси, ряд 3 — по правой

Особый интерес вызывают совместно наблюдаемые значимая корреляционная связь хронологий и их синхронность для засушливого, знойного, остепенного местообитания на о-ве Ольхон (OLC) и перувлаженного, прохладного, высокогорного местообитания на перевале Даван (DAV) за период 1682–2000 гг. В последние десятилетия коэффициент синхронности повысился до 80%. Данный коэффициент отражает степень воздействия общих внешних факторов на сравниваемые временные ряды [6], т.е. на среднегодовые изменения $\delta^{18}\text{O}$ целлюлозы лиственницы во всех местообитаниях. Согласно теории изотопного фракционирования общим фактором должен быть изотопный состав осадков, который трансформируется под действием температуры, приобретая локальную особенность — различные значения $\delta^{18}\text{O}$. Так, в лесостепном местообитании о. Ольхон (OLC) эти значения закономерно ниже, чем в высокогорном, более холодном местообитании Байкальского хребта (DAV). При этом сохраняется синхронность $\delta^{18}\text{O}$ -хронологий в различных местообитаниях, контрастных по климатическим условиям и значительно разнесенных в пространстве.

Анализ данных глобальной изотопной сети ВМО/МАГАТЭ [7] показал, что связь между среднегодовыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ в осадках и температурой приземного слоя воздуха для высокоширотных регионов такая же, как и между среднегодовыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ в древесине лиственницы из Прибайкалья и соответствующей температурой. В обоих местах величина $\delta^{18}\text{O}$ меняется от 0,7 до 0,9‰ на каждый 1 °С.

Отметим также, что среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках для Гренландии и Северного Байкала, по данным Global Network for Isotopes in Precipitation WMO, находятся в достаточно узком интервале: от –10 до –14‰ [8].

Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ в древесине лиственницы от температуры воздуха демонстрирует сравнение изотопной хронологии DAV с изменением концентрации сульфатов в ледовом керне GISP2 [9–11]. Резкое увеличение их концентраций в слоях льда ассоциируется с мощными вулканическими извержениями, которые в результате выброса в атмосферу частиц

пыли и аэрозолей приводили к ослаблению солнечной радиации, что вызывало похолодание, иногда очень значительное и продолжительное во времени [12]. Очень сильное снижение температуры происходило, например, в 1600 г. (влк. Уянопутин) и в 1815 г. (влк. Тамбора). Эти периоды хорошо выделяются на изотопной хронологии DAV резким снижением значений $\delta^{18}\text{O}$. И в целом по всей хронологии прослеживается тенденция: при резком возрастании концентрации сульфатов также резко снижаются значения $\delta^{18}\text{O}$, индицируя снижение температуры.

Таким образом, полученные нами древесно-кольцевые $\delta^{18}\text{O}$ -хронологии соответствуют известным закономерностям — независимо от места произрастания дерева хронологии отражают изотопный состав атмосферных осадков, в том числе осадков, образованных Гренландскими ледниками.

Изотопные характеристики кернов льда из гренландской скважины GISP2 используют для выявления изменений климата в Северном полушарии в далеком прошлом [13]. Хронологии из кернов соотнесены с официальной временной шкалой — Meese/Sowers timescale. Датировка кернов производилась вычислением отношения «глубина/возраст» с помощью различных методов и параметров: путем визуальной стратиграфии, расчетом концентрации стабильных изотопов кислорода и главных анионов и катионов, электропроводности, радиоуглеродным датированием и т.д. [14, 15]. Тем не менее не удается установить точного соответствия слоев ледового ядра календарным годам. По самым оптимистичным оценкам погрешность оценки возраста слоев льда составляет около 2% для временного периода 0–11640 лет от настоящего времени [14].

Устранение этих погрешностей возможно применением для корректировки ледовых хронологий других длительных палеохронологий [16].

Древесно-кольцевые $\delta^{18}\text{O}$ -хронологии имеют абсолютную датировку и могут стать репером для ледовых хронологий. Использование такого параметра, как ширина годичного кольца из древесно-кольцевых хронологий Субарктики Евразии для корректировки ледовых изотопных хронологий Гренландии, показало разумность данного подхода [17]. Вполне целесообразно использовать для этих целей и древесно-кольцевые $\delta^{18}\text{O}$ -хронологии, которые впервые были получены нами для Северной Евразии.

Модель и алгоритм датировки

Необходимо сопоставить известную ледовую $\delta^{18}\text{O}$ -хронологию, полученную из кернов льда скважины GISP2, с наиболее длительной древесно-кольцевой $\delta^{18}\text{O}$ -хронологией DAV (650 лет). При этом принимается во внимание то, что древесно-кольцевые хронологии имеют абсолютную календарную датировку, в то время как ледовые хронологии не имеют реального погодичного разрешения. Будем исходить из того, что вышеописанные экспериментальные данные, хотя и разрозненные, не противоречат гипотезе о наличии естественного механизма синхронизации хронологий, который может быть обусловлен глобальностью вы-

нуждающего воздействия. При этом пространственное усреднение за счет перемешивания водного аэрозоля в атмосфере и временное за счет перемешивания материала кернов подавляет флуктуации.

Изотопные древесно-кольцевая и ледовая хронологии характеризуют изменения одной и той же физической величины — концентрации изотопа ^{18}O во времени в двух достаточно удаленных точках на земной поверхности (рис. 2).

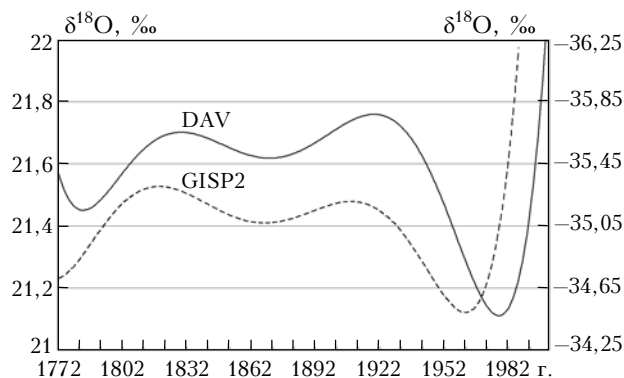


Рис. 2. Фрагменты древесно-кольцевой (левая ось) и ледовой (правая) изотопных хронологий $\delta^{18}\text{O}$, сглаженных по методу наименьших квадратов полиномом шестого порядка. Наблюдается десинхронизация

Эти хронологии будем рассматривать как смесь полезного климатического сигнала и шума. Последний связан с естественными локальными флуктуациями концентраций изотопа, с сезонными особенностями фиксации изотопов в леднике и в древесине и др. Однако более значимым источником шума является погрешность в датировке слоев ледовых кернов [18]. Модель этой погрешности представим как некоторую трансформацию временной шкалы путем ее сжатия и растяжения, но без разрывов и смещений.

В рамках предлагаемой нами модели предполагается, что неправильная датировка кернов льда приводит к десинхронизации хронологий (рис. 3). Естественно ее подавить обратной трансформацией временной шкалы. Такие подходы обсуждались и применялись ранее [18–20].

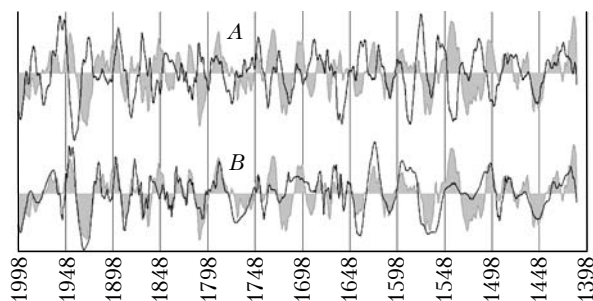


Рис. 3. 11-летние нормированные средние значения $\delta^{18}\text{O}$ (хронология DAV — серый фон, хронология GISP2 — кривая): A — исходные хронологии, коэффициент корреляции равен $-0,07$; B — содержание изотопа в ледяном ядре датировано предлагаемым методом по хронологии DAV, коэффициент корреляции равен $0,66$. На оси абсцисс отложены годы (вглубь от настоящего времени)

В данной статье для решения задачи применяется новая вычислительная процедура на основе алгоритма «сжатие – растяжение» [20, 21], который реализует однозначное, непрерывное и обратимое преобразование колебательного процесса.

На первом этапе процедуры автоматически определяются две последовательности координат значимых экстремумов обеих хронологий. При этом имеется возможность интерактивного редактирования этих последовательностей. Затем обе последовательности интерполируются сплайнами и получают функции, имеющие смысл фаз хронологий как колебательных процессов. Для полученных функций фаз находят обратные функции путем вращения исходных фаз вокруг биссектрисы первого квадранта системы координат (рис. 4). Все эти операции возможны, когда функции фаз априорно монотонны и имеют ограниченную сверху производную.

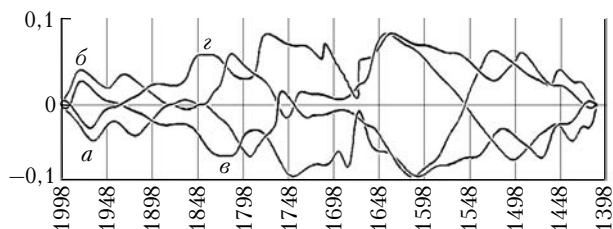


Рис. 4. Прямые и обратные фазовые функции изотопных хронологий, используемые в операции «сжатие – растяжение», биссектриса квадранта удалена: хронология DAV (a, б), хронология GISP2 (в, z). На оси абсцисс отложены годы, вглубь от настоящего времени; на оси ординат величина смещения в долях длительности хронологии

На втором этапе вычислений производится прямая операция «сжатие – растяжение» ледовой хронологии (GISP2). При этом используется ее обратная фаза. Затем выполняется обратная операция «сжатие – растяжение» с использованием фазы для древесно-кольцевой хронологии (DAV). Тем самым обе хронологии синхронизируются.

Последний этап вычислений предназначен для получения кривой пересчета исходных дат ледовой хронологии в новые даты (рис. 5). С этой целью использовались фаза ледовой хронологии для реализации

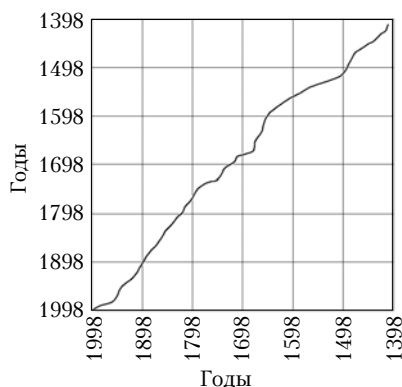


Рис. 5. Пересчет исходных дат GISP2-хронологии в новые даты (используется DAV-хронология). Ось ординат – исходные даты, ось абсцисс – новые даты. Наибольшее смещение преобразованной хронологии GISP2 от исходной составило около 50 лет

прямой операции «сжатие – растяжение» и обратная фаза древесно-кольцевой хронологии для обратной операции «сжатие – растяжение».

После синхронизации коэффициент корреляции ледовой и древесно-кольцевой хронологий существенно возрос от $-0,07$ до $0,66$ (см. рис. 3) и приблизился к коэффициентам, полученным для хронологий Прибайкалья длительностью 318 лет (см. таблицу). Этот факт подтверждает, что коэффициент корреляции в данном случае может служить мерой глобального вынуждающего воздействия.

Заключение

Таким образом, приняв гипотезу о наличии природного механизма синхронизации хронологий и предложив модель погрешности датировки, мы получили обоснование применения нашего алгоритма «сжатие – растяжение» и показали возможность корректировки ледовых изотопных хронологий по древесно-кольцевым изотопным хронологиям.

В настоящее время имеется ряд абсолютно датированных древесно-кольцевых хронологий для севера Евразии протяженностью в несколько тысячелетий [18, 22]. При получении изотопных характеристик данных хронологий появляется возможность уточнения датировки ледовых кернов Гренландии за период голоцена.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект «Обь» № 05-07-98009, программы СО РАН № 7.10.1.

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. N 4. P. 436–468.
2. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геохронологии и гляциологии: Учебник. М.: Моск. ун-т, 2000. 616 с.
3. Epstein S., Thomson P., Yapp C.J. // *Science*. 1977. V. 198. N 4323. P. 1209–1215.
4. DeNiro M.J., Epstein S. Relationship between the oxygen isotope ratios of terrestrial plant cellulose, carbon dioxide, and water // *Science*. 1979. V. 204. N 4388. P. 51–53.
5. Bottinga Y., Craig H. Oxygen isotope fractionation between CO_2 and water, and the isotopic composition of marine atmospheric CO_2 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 5. P. 285–295.
6. Huber B. Über die Sicherheit der jahrringchronologische Datierung // *Holz als Roh- und Werkstoff*. 1943. Bd 6. H. 10/12. S. 38–42.
7. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Relationship between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate // *Science*. 1992. V. 258. N 5084. P. 981–985.
8. <http://isohis.iaea.org/userupdate/Waterloo/global/slide01.gif>
9. Mayewski P.A., Lyons W.B., Spencer M.J., Twickler M., Dansgaard W., Koci B., Davidson C.I., Hornrath R.E. Sulfate and nitrate concentrations from a south Greenland ice core // *Science*. 1986. V. 232. N 4753. P. 975–977.
10. Mayewski P.A., Lyons W.B., Spencer M.J., Buck C.F., Whitlow S. An ice-core record of atmospheric response to anthropogenic sulfate and nitrate // *Nature*. 1990. V. 346. N 6284. P. 554–556.
11. Zielinski G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S., Morrison M., Meese D., Alley R.B.,

- Gow A.J. Record of volcanism since 7000 B.C from the GISP 2 Greenland ice core and implications for the volcano-climatic system // *Science*. 1994. V. 264. N 5161. P. 948–952.
12. Логунов В.Ф. Вулканические извержения и климат. Л.: Гидрометеопиздат, 1984. 64 с.
 13. Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Andersen U., Andersen K.K., Hvidberg C.S., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Shoji H., Sveinbjornsdottir A.E., White J.W.S., Jouzel J., Fisher D. The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability // *J. Geophys. Res. C*. 1997. V. 102. N 12. P. 26397–26410.
 14. Alley R.B., Shuman C.A., Meese D.A., Gow A.J., Taylor K.C., Cuffey K.M., Fitzpatrick J.J., Grootes P.M., Zielinski G.A., Ram M., Spinelli G., Elder B.C. Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: Basic, reproducibility, and application // *J. Geophys. Res. C*. 1997. V. 102. N 12. P. 26367–26381.
 15. Meese D.A., Alley R.B., Fiacco R.J., Germani M.S., Gow A.J., Grootes P.M., Illing M., Mayewski P.A., Morrison M.C., Ram M., Taylor K.C., Yang Q., Zielinski G.A. Preliminary depth-agescale of the GISP2 ice core. Special CRREL Report 94-1. 1994. US.
 16. Schwander J. Dating ice cores // *PAGES News*. 2006. V. 14. N 1. P. 21–22.
 17. Сидорова О.В., Наурызбаев М.М., Ваганов Е.А. Динамика климата позднего голоцена севера Евразии по данным ледниковых кернов Гренландии и длительных древесно-кольцевых хронологий // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2007. № 1. С. 95–106.
 18. Наурызбаев М.М. Дендроклиматический анализ длительных изменений температурного режима в Субарктике Евразии: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Красноярск: ИЛ СО РАН, 2005. 38 с.
 19. Southon J. A first step to reconciling the GRIP and GISP2 Ice-Core chronologies // *Quat. Res.* 2002. N 57. P. 32–37.
 20. Тартаковский В.А. Условия причинности и демодуляция оптических сигналов с монотонной фазой // *Оптика атмосф. и океана*. 2002. Т. 15. № 1. С. 91–100.
 21. Тартаковский В.А., Исаев Ю.Н., Несветайло В.Д., Волков Ю.В., Попов В.Н. Математическая модель радиального сечения годичных колец деревьев // *Автоматрия*. 2003. Т. 38. № 5. С. 118–127.
 22. Хантемиров Р.М. Древесно-кольцевая реконструкция летних температур на севере Западной Сибири за последние 3248 лет // *Сиб. экол. ж.* 1999. Т. 6. № 2. С. 185–191.

V.I. Voronin, V.A. Tartakovsky, Yu.V. Volkov, G.H. Schleser, G. Helle, V.D. Nesvetailo. **Tree-ring isotope chronologies of the Baikal region and their connection with ice isotope chronology of Greenland.**

Long observational series describing environmental changes create an objective basis for forecasting. There for the chronology of the heavy isotope of oxygen ^{18}O is prospective. Concerning the isotope content in the samples of tree-rings, we measured the new chronology of a larch, selected in Baikal's mountain; its duration is equal to 650 years. Dating of tree-rings owing to their nature has absolute character whereas the ice cores can be dated by the method «depth/age» with an error of tens years. There is a question of comparison of these dependences. The considered problem for the first time is solved by the monotone phase function having the limited derivative. New computing procedure, the algorithm of «compression – extension» realizing single-valued, continuous, and invertible transformation of oscillation is developed. This new procedure of dating of the ice core on the tree-ring chronology provides the correlation coefficient equal to 0.66.